

**UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**Estudos de Neotectónica na falha de
Carcavai (Algarve): contribuição para a
caracterização desta estrutura e de
paleossismitos prováveis associados**

Ricardo João Viegas Ressurreição

**MESTRADO EM AMBIENTE, RISCOS GEOLÓGICOS E
ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO**

2009

**UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**Estudos de Neotectónica na falha de
Carcavai (Algarve): contribuição para a
caracterização desta estrutura e de
paleossismitos prováveis associados**

Ricardo João Viegas Ressurreição

**MESTRADO EM AMBIENTE, RISCOS GEOLÓGICOS E
ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO**

Orientador: Prof. Doutor João Cabral

2009

Resumo

Estudos levados a cabo na zona da falha de Carcavai, localizada no sotavento Algarvio, revelaram a ocorrência de diversas estruturas de deformação em sedimentos plio-quadernários, com possíveis implicações neotectónicas. As estruturas consistem em fracturas e filões detríticos, localizados ao longo da falha de Carcavai.

Em estudos anteriores os filões foram interpretados como estruturas resultantes de liquefacção induzida sismicamente, apesar de se tratar de formas atípicas, com sedimentos finos intercalados em sedimentos arenosos. O padrão de abundância e direccional, assim como evidências de transporte ascendente de sedimentos estão de acordo com esta interpretação.

A generalidade das fracturas aparenta corresponder à expressão da actividade da falha nos sedimentos plio-quadernários, como sugere a consistência direccional, com predominância de estruturas subparalelas ao acidente principal, assim como a sua disposição espacial.

Os dados adquiridos apontam para uma falha de desligamento esquerdo, com componente vertical inverso, desde o final do Mesozóico ou início do Cenozóico.

Palavras-chave: Neotectónica; falha de Carcavai; liquefacção; filões detríticos; Plio-Quadernário.

Abstract

Field studies taken on the Carcavai fault zone, Eastern Algarve, revealed several deformational features on plio-quaternary sediments with potential neotectonic implications. These features include fracturing and clastic dikes, located along the Carcavai fault.

The dikes were previously interpreted as seismically induced liquefaction features, although they consist in atypical forms, of a fine grained body of sediment intruding sands. The pattern of abundance and strike, as well as evidences of upwards direction of transport of sediments supports this interpretation.

Most of the fractures seem to be the expression of the fault activity on the plio-quaternary sediments. This is suggested by a consistent strike pattern, subparallel to the major structure, and location pattern.

The data points to a left-lateral strike-slip fault with a thrust component, since late Mesozoic/early Cenozoic times.

Keywords: Neotectonics; Carcavai fault; liquefaction; clastic dikes; Plio-Quaternary.

Agradecimentos

Começo por agradecer ao Professor João Cabral, por me ter aceitado como seu orientando de Mestrado, pela sua disponibilidade, pelas discussões e críticas construtivas, e revisão crítica deste documento.

Ao Dr. Ruben Dias, meu orientador científico enquanto bolseiro do Departamento de Geologia do LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia), pelos valiosos ensinamentos de campo, discussão na interpretação de afloramentos e dos mais diversos dados obtidos. Um agradecimento também pela disponibilização de todos os seus dados, que muito contribuíram para este estudo.

Ao Dr. Diego Angelucci pelo enorme interesse e disponibilidade demonstrados na interpretação de lâminas delgadas, efectuadas sobre alguns dos objectos de estudo deste documento.

À Dr.^a Luísa Duarte, directora do Departamento de Geologia do LNEG, agradeço o apoio e compreensão na disponibilização do tempo necessário à elaboração desta dissertação.

A todos os colegas, investigadores e funcionários do Departamento de Geologia do LNEG, que de alguma forma contribuíram para o avanço deste estudo.

Aos colegas dos departamentos de Geofísica e Geologia Marinha do LNEG que prontamente discutiram algumas ideias.

Ao Sr. Alberto, a mestria demonstrada na elaboração de lâminas delgadas.

Ao Departamento de Geologia do LNEG, o excelente acolhimento.

Ao PROCOST (Laboratório de Processos Costeiros) e seus elementos, a disponibilização de laboratórios e a ajuda prestada nos procedimentos laboratoriais.

À Elsa, minha paciente e dedicada companheira, pelo apoio e compreensão demonstrados nas ausências necessárias à elaboração deste estudo, e pela eterna lição de vida de que “o impossível só existe se ficarmos parados”.

Aos meus pais, o apoio incondicional, esforço e motivação para ir sempre mais além. A sua dedicação possibilitou a elaboração desta tese.

Índice

1-Introdução	1
1.1-Introdução geral	1
1.2-A falha de Carcavai	2
1.3-Objectivos	5
2-Enquadramento	7
2.1-Sismotectónica	7
2.2-Estratigrafia	10
2.2.1-Mesozóico	10
2.2.2-Cenozóico	12
2.3-Geomorfologia	17
3-Liquefacção e geração de filões detríticos	23
3.1-Descrição	23
3.2-Condições necessárias para a ocorrência de liquefacção	27
3.3-Liquefacção e seus impactes	30
3.4-O fenómeno de liquefacção em Portugal	33
4-Resultados	37
4.1-Filões detríticos aflorantes na zona da falha de Carcavai	37
4.1.1-Descrição de afloramentos	38
4.1.2-Characterização microscópica dos filões	53
4.1.3-Tratamento laboratorial de amostras	58
4.2-A falha de Carcavai. Descrição de afloramentos	71

5-Discussão. Conclusões	95
5.1-Filões detríticos	95
5.1.1-Síntese	102
5.2-Falha de Carcavai	104
5.2.1-Síntese evolutiva e caracterização da estrutura	104
5.2.2-Actividade neotectónica	108
5.2.3-Potencial sismogénico	112
5.2.4-Síntese	114
 6-Referências Bibliográficas	 115

1-Introdução

1.1-Introdução geral

O estudo da deformação tectónica que afecta formações geológicas recentes é denominado de Neotectónica. O termo “recentes” refere-se ao período correspondente às “...deformações tectónicas que se processaram após a última reorganização significativa da tectónica regional, que terá ocorrido em Portugal continental no final do Pliocénico, há cerca de 2 milhões de anos (Ma), considerando-se activas as estruturas geológicas com evidências de movimentação neste intervalo de tempo” (Cabral, 1993). Esse intervalo pode no entanto ser alargado em certos contextos, recuando-se no tempo “...o suficiente para se compreender o fenómeno de deformação actual” (Brum da Silveira, 1990).

Os sismos de origem tectónica que ocorrem numa região são uma manifestação da actividade neotectónica regional. A ocorrência de paleossismos no período neotectónico considerado pode ser testemunhada por evidências primárias, como escarpas de falha geradas por ruptura superficial em falhas activas, fissuras e dobras ao longo do traço de falhas activas, falhas afectando formações e/ou solos recentes, e por evidências secundárias, formadas devido à propagação de ondas sísmicas em materiais incoerentes, como são as estruturas resultantes de liquefacção e consequente fluidização (paleossismos).

A propagação de ondas sísmicas em sedimentos superficiais ou sub-superficiais incoerentes, saturados em água, pode ter como resultado o desenvolvimento de tensões cisalhantes cíclicas no interior do sedimento, que tende a reorganizar-se para uma estrutura mais compacta. Esta densificação é responsável por um aumento da pressão exercida pelas águas intersticiais contidas nos poros e conduz à liquefacção do material (Obermeier, 1994; Obermeier, 1996; Prakash e Puri, 2003). O aumento súbito da pressão exercida pela água gera a sua migração rápida para zonas de menor pressão (acima). Ao atravessar o sedimento incoerente, esse fluxo rápido causa o arraste das partículas sedimentares gerando a sua fluidização, ou seja, o sedimento comporta-se como um fluído em movimento.

As principais evidências de liquefacção no registo geológico são a ocorrência de filões detríticos, resultantes da consequente fluidização e rápida ascensão do material fluidizado, fracturando e/ou aproveitando as fracturas formadas no material suprajacente. Ao afectar depósitos de idade recente este tipo de fenómenos pode ser de elevado interesse em estudos de neotectónica, indicando actividade sísmica após a formação das unidades sedimentares afectadas e, segundo alguns autores (Ambraseys, 1988; Obermeier, 1994; Obermeier, 1996) assegurando um limiar mínimo da magnitude de tais eventos sísmicos.

Nos trabalhos já referidos, Obermeier menciona que a geração de filões detríticos está tipicamente associada a liquefacção de depósitos arenosos que se encontram cobertos por um sedimento fino pouco espesso.

O estudo deste tipo de estruturas posiciona-se no campo da Paleossismologia. A Paleossismologia consiste numa disciplina da Neotectónica focalizada no estudo de sismos pré-históricos de forma a caracterizar antigas ocorrências e prever o comportamento das estruturas activas geradoras desses sismos (McCalpin e Nelson, *in* McCalpin, 1996).

1.2-Falha de Carcavai

A falha de Carcavai (Carcavai-Vale de Rãs *in* Manuppella *et al.*, 2007; Loulé-S. Brás *in* Terrinha, 1998) apresenta direcção geral NE-SW e estende-se, no território emerso, entre Quarteira e S. Brás de Alportel, numa extensão de cerca de 20 km (Dias, 2001) (Figura 1.1).

Manuppella *et al.* (2007) consideram-na um desligamento direito com componente vertical de movimento no sector de Guerreiros Vermelhos, constituindo, “provavelmente, um dos fechos do diapiro de Loulé na área da Goncinha”.

Segundo Terrinha (1998) esta estrutura é cortada a SW, no *offshore*, pela falha de S. Marcos-Quarteira e a NE pela falha de Machados. No sector NE, divide-se em várias falhas menores com vergências contrárias (*op. cit.*). Segundo o mesmo autor corresponde a uma estrutura distensiva que sofreu uma inversão tectónica pré-Miocénica.

Dias (2001) considerou-a uma falha com actividade Neotectónica com componentes de movimentação inversa e de desligamento esquerdo, apresentando um traçado complexo devido às várias reactivações Meso-Cenozóicas. A actividade Neotectónica desta estrutura é expressa por evidências de deformação afectando as areias da Formação do Ludo (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002a), de idade plio-quaternária, tais como diversas microfalhas e diaclases.

Foram também descritas na região do Algarve ocorrências de filões detríticos injectados em depósitos com idade atribuída ao Plio-Quaternário (Dias e Cabral, 2000; Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002a) (Figura 1.1), tendo os mesmos autores proposto que estas estruturas foram induzidas por liquefacção como resultado de actividade neotectónica associada a falhas activas, constituindo assim paleossismitos. A área circundante à falha de Carcavai é particularmente abundante nestas estruturas.

Os filões detríticos presentes nesta região possuem uma particularidade, sendo distintos da disposição usual, descrita por Obermeier (*op. cit.*), visto corresponderem a injecções de sedimentos predominantemente finos (siltes e/ou argilas) em areias, contrariamente à situação comum, de injecção de areias em depósitos finos.

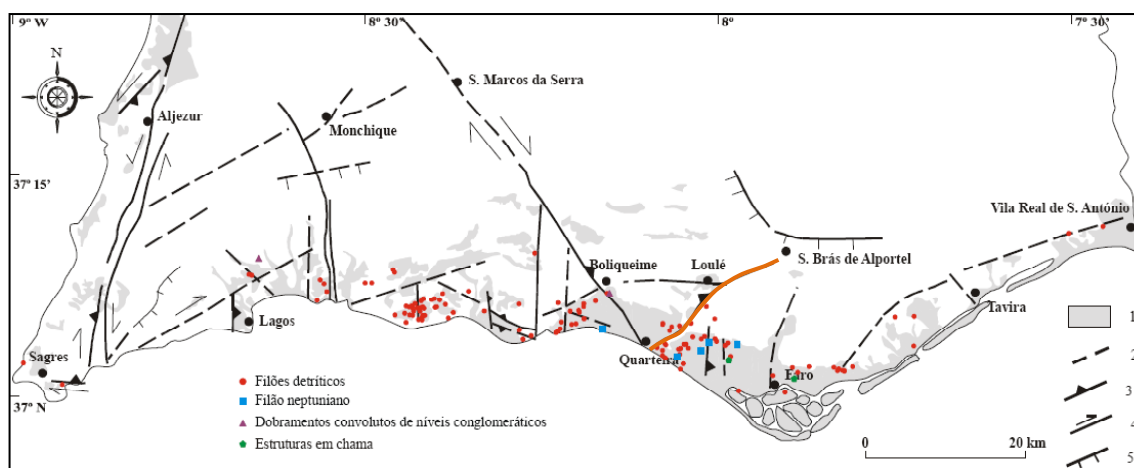


Figura 1.1 – Localização da falha de Carcavai (a laranja) e de sismitos identificados na região do Algarve (Dias, 2001). 1-sedimentos plio-quaternários e quaternários (não diferenciados); 2-falha activa provável; 3-falha activa inversa; 4-falha activa de desligamento; 5-falha activa normal.

A falha de Carcavai pode ser subdividida em dois sectores (Dias, 2001), nomeadamente o sector N, entre S. Brás de Alportel e o vértice geodésico do Areeiro, correspondendo a uma zona de falha com vários acidentes de direcção NE-SW a ENE-WSW, e o sector S, entre o vértice geodésico do Areeiro e Quarteira, constituído por

dois ramos que se juntam perto do vértice geodésico e provavelmente também no mar.

De uma forma geral, o traçado, geometria e comportamento desta estrutura não estão ainda bem caracterizados, sendo um dos objectivos do presente trabalho contribuir para o seu conhecimento.

O catálogo sísmico do IGIDL (Instituto Geofísico do Infante Dom Luiz) (Martins e Mendes Vítor, 2001) refere a ocorrência de um sismo histórico importante com epicentro na região de Loulé a 12 de Janeiro de 1856, sentido com intensidade máxima VIII (IMM), segundo Carrilho et al. (1997) (Figura 1.2).

A localização do epicentro atribuído a este evento sugere que esteja associado à actividade da falha de Carcavai. Contudo, as pesquisas efectuadas por Pereira de Sousa em relatos da imprensa local e regional (Pereira de Sousa, 1919), indicam que aquela localização está muito provavelmente incorrecta, sugerindo antes uma localização provável no *offshore* oriental algarvio, uma vez que o sismo foi mais sentido e provocou danos mais avultados em Tavira comparativamente à zona de Loulé e Faro. A inexistência de qualquer referência relativa aos efeitos do sismo em Almansil (localidade situada junto ao traçado da falha de Carcavai), nomeadamente no livro de visitas da igreja local que apenas relata os poucos danos sofridos como consequência do sismo de 1775, reforça esta interpretação.

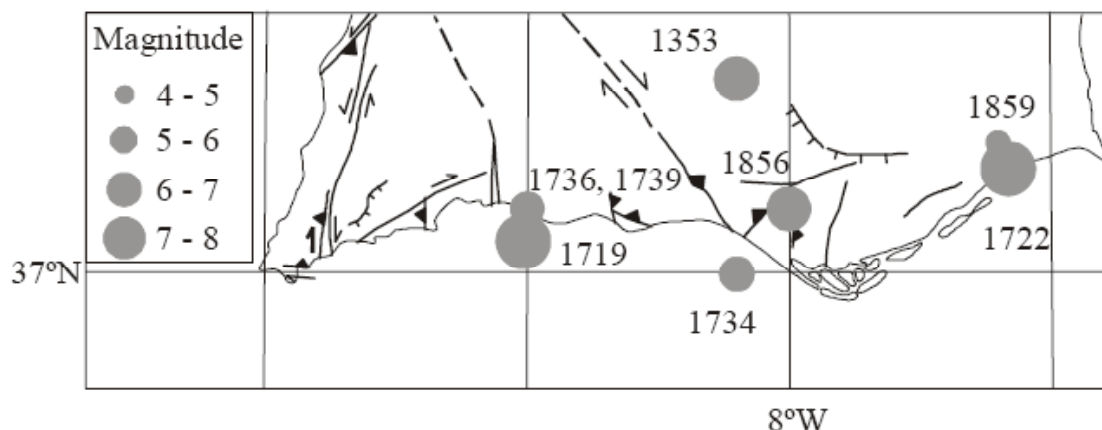


Figura 1.2 – Distribuição de epicentros de sismos históricos (Carrilho et al., 1997) projectados sobre o mapa neotectónico da região do Algarve (Dias, 2001).

A sismicidade instrumental revela também alguns epicentros localizados junto ao acidente geológico aqui considerado, que lhe poderão estar geneticamente

associados (Figura 1.3). Para NE, na direcção do prolongamento da estrutura observa-se um conjunto de epicentros alinhados segundo uma direcção geral paralela à falha de Carcavai (ver caixa a negro, Figura 1.3). Esta sismicidade poderá estar associada à falha, indicando o seu prolongamento para NE.

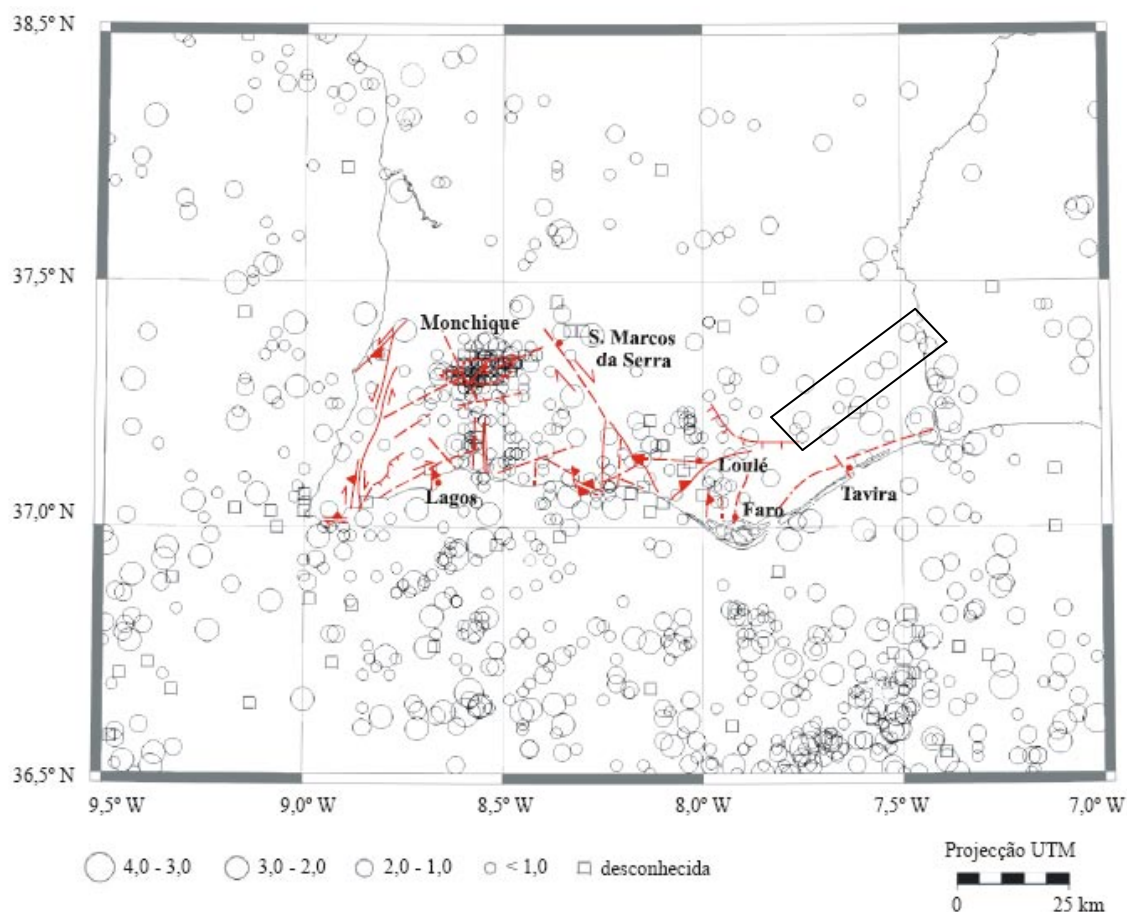


Figura 1.3 – Sismicidade instrumental no período 1958-1998 (Instituto de Meteorologia) projectada sobre o mapa neotectónico da região do Algarve (Dias, 2001). Caixa a negro delimitando alinhamento de epicentros com a direcção da falha de Carcavai.

1.3-Objectivos

Os dados apresentados neste trabalho foram adquiridos no âmbito de uma Bolsa de Investigação concedida ao autor pelo Departamento de Geologia do LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia), com o objectivo de integrá-los num relatório final sobre o estudo do risco sísmico da região do Algarve.

O estudo centrou-se na zona de falha de Carcavai e teve como objectivo a caracterização neotectónica desta estrutura através do estudo das diversas evidências de deformação provavelmente associadas à sua actividade.

De forma geral, o presente trabalho compõe-se de três partes:

- Uma primeira parte, onde é feita uma abordagem aos filões detríticos já descritos por Dias (2001) e sobre aqueles identificados ao longo do desenvolvimento deste estudo, analisando a sua geometria, composição, distribuição espacial e direcciona, de forma a compreender a sua génese;
- Uma segunda parte, onde são apresentados os dados adquiridos sobre a falha de Carcavai, com a descrição de alguns afloramentos considerados relevantes para a compreensão do seu comportamento e evolução, dando especial relevância àqueles que apresentem potenciais implicações neotectónicas;
- Uma terceira parte, onde se procede à discussão dos dados e se apresentam as respectivas conclusões.

2-Enquadramento

2.1-Sismotectónica

No contexto tectónico global o território continental português encontra-se situado na placa litosférica eurasiática, junto à margem continental ibérica a W que, segundo alguns autores (Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996; Ribeiro, 2002) se encontra em transição de margem passiva para activa, e à fronteira entre a placa eurasiática e a placa africana a S, materializada pela Zona de Fracturação Açores-Gibraltar (ZFAG) (figura 2.1).

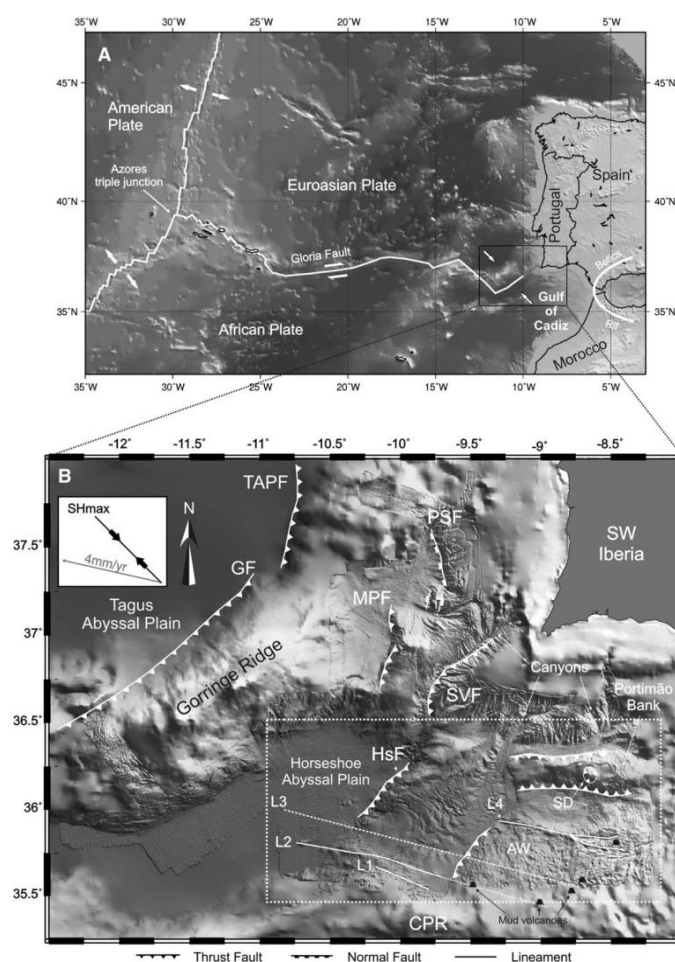


Figura 2.1 – a: Enquadramento tectónico de Portugal continental. b: Mapa tectónico simplificado da área W do Golfo de Cádis. TAPF - Falha da Planície Abissal do Tejo; GF - Falha de Gorringer; PSF - Falha de Pereira de Sousa; MPF - Falha de Marquês de Pombal; SVF - Falha de São Vicente; HsF - Falha da Ferradura; SD - Diapiro salífero D. Carlos; AW - Prisma acrecionário; CPR – Crista *Coral Patch*; L1 a L4- Lineamentos batimétricos. (Rosas *et al.*, 2008).

A ZFAG, de direcção geral W-E, estende-se entre o ponto triplo dos Açores e a região de Gibraltar, apresentando comportamentos tectónicos distintos ao longo da sua extensão. É caracterizada por um regime distensivo com componente de desligamento direito a E do arquipélago dos Açores, passando a desligamento direito puro no sector central (aí materializada pela falha de Gloria), e a convergência oblíqua para E da crista Tore-Madeira (Zitellini *et al.*, 2004), até à região do Golfo de Cádiz, onde as sub-placas Núbia e Ibéria convergem a uma taxa aproximada de 4mm/ano segundo uma direcção aproximada NW-SE (Nocquet e Calais, 2004; Stich *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007). Esta direcção de convergência coincide aproximadamente com a orientação da tensão horizontal compressiva máxima (SH_{Max}) inferida a partir de indicadores de tensão (mecanismos focais de sismos, ovalização de furos de sondagens, dados cinemáticos de falhas activas, e medições de tensão *in situ*) (Carrilho, 2005) (Figura 2.2).

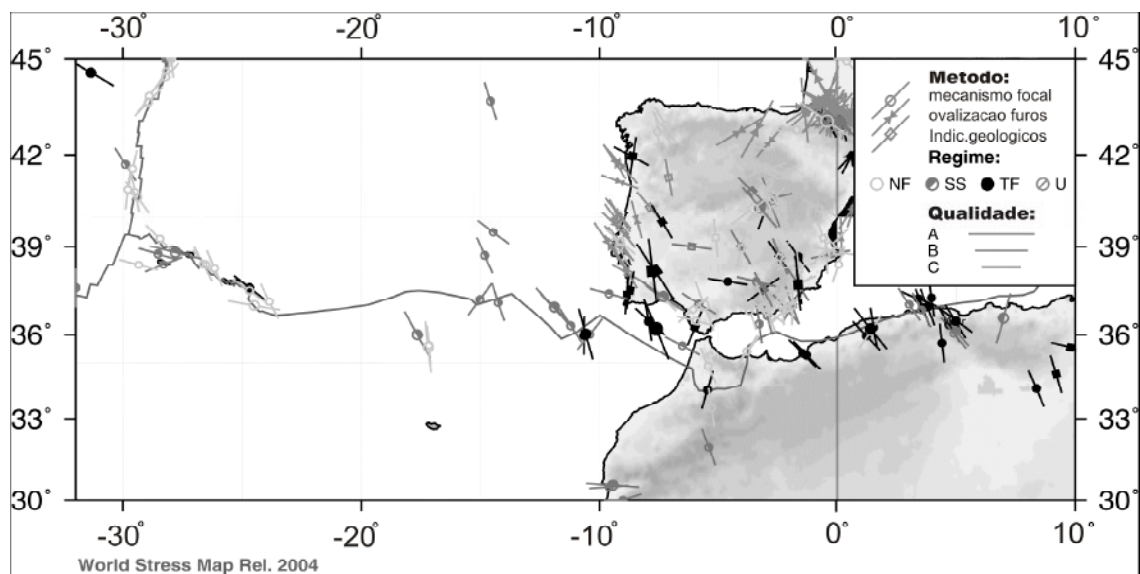


Figura 2.2 – Indicadores do estado de tensão na ZFAG (World Stress Map, Reinecker *et al.*, 2004; in Carrilho, 2005). NF- falha normal; SS- desligamento; TF- falha inversa.

No sector oriental e, em particular, no Golfo de Cádiz, a ZFAG corresponde a uma faixa de deformação onde esta se distribui por diversas falhas que foram identificadas no seguimento de estudos de geologia marinha realizados com recurso a batimetria multifeixe e sísmica multi-canal (MCS), entre outras metodologias. Aqui, a convergência é acomodada por cavalgamentos oblíquos vergentes para W, de direcção

NNE-SSW, como a falha da Ferradura e a falha de Marquês de Pombal; e pela reactivação de falhas pré-existentes WNW-ESE (Rosas *et al.*, 2008; Terrinha *et al.*, 2008) (Figura 2.1). As estruturas de direcção WNW-ESE foram descritas por Duarte (2007) como um “conjunto de lineamentos (...) materializados na superfície morfológica pela presença de cristas e depressões alongadas, com comprimentos na ordem das várias dezenas de quilómetros”, e correspondem à expressão batimétrica de estruturas activas que se comportam actualmente como desligamentos direitos (Rosas *et al.*, 2008).

Outros autores (Gutsher *et al.*, 2002) defendem a existência de subducção activa para E, na área de Gibraltar, evidenciada por estudos de tomografia sísmica que revelam a existência de um corpo frio e denso que se estende desde a superfície até profundidades da ordem dos 700 km. Evidências como dobramentos e cavalgamentos activos associados a um prisma acrecionário, revelados por sísmica de reflexão (Gutscher, 2004), vulcões de lama (Pinheiro *et al.*, 2003) e dados de fluxo de calor (Grevemeyer, 2004) são indicadores da actividade desta estrutura.

Apesar destes dados não existe sismicidade registada que evidencie a existência desta subducção (Carrilho, 2005), facto que poderá ser justificado por a zona de falha se encontrar bloqueada (Gutscher, 2004). Segundo Gutscher *et al.* (2002), a existência desta estrutura tem um importante impacto na avaliação da perigosidade sísmica da região, podendo mesmo estar na génese do grande sismo de Lisboa de 1755.

Este enquadramento geodinâmico é responsável por actividade neotectónica na região do Algarve, manifestada por deslocamentos verticais da crosta (Dias, 2001), e deformação frágil e dúctil em sedimentos recentes, de idade plio-quadernária (Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002a).

Registos históricos (Figura 1.2) mostram também uma actividade sísmica importante com a ocorrência de eventos de grande magnitude, causadores de danos avultados, entre os quais o sismo de 1755. São ainda de destaque outros eventos que afectaram a região algarvia, como os sismos de Portimão (1719, IMM max. IX) e Tavira (1722, IMM max. X) (Carrilho *et al.*, 1997).

A região é igualmente afectada por uma sismicidade instrumental significativa, embora os sismos raramente ultrapassem a magnitude 5. Esta sismicidade encontra-se

essencialmente localizada no *offshore*, a SW, sugerindo que parte importante da deformação resultante da colisão entre a placa Africana e a Ibéria é absorvida pelas estruturas imersas (Dias e Cabral, 1995a,b). No entanto, como se pode observar na figura 1.3, existe uma sismicidade de baixa magnitude aparentemente associada a algumas estruturas identificadas no *onshore*.

2.2-Estratigrafia

2.2.1-Mesozóico

A área de estudo fica localizada no Sul de Portugal, mais concretamente no sector oriental da Bacia Meso-Cenozóica Algarvia.

A formação da Bacia Algarvia está associada a um regime de tectónica distensiva resultante da fragmentação da Pangea. Este episódio distensivo iniciou-se por volta do Triássico Médio a Superior (Terrinha, 1998), promovendo a deposição de uma megassequência transgressiva do Triássico Superior ao Sinemuriano inferior (Azerêdo *et al.*, 2003). Esta sedimentação inicia-se com a instalação de depósitos terrígenos em discordância sobre o soco paleozóico em fase *pré-rifting* (Palain, 1976, 1979; Rocha, 1976; Manuppella *et al.*, 1988; Ramalho, 1988). Correspondem aos *Arenitos de Silves*, formados por uma sequência positiva de arenitos e conglomerados de fácies continental (*red beds*), sedimentados em regiões semi-áridas (Manuppella *et al.*, 1992).

No topo, passam de forma progressiva a uma fácies de transição, através de um enriquecimento gradual na fracção argilosa e diminuição na fracção arenosa (Azerêdo *et al.*, 2003), constituindo o *Complexo Pelítico Carbonatado-Evaporítico* (Manuppella *et al.*, 1992). Esta formação é constituída por sequências rítmicas de arenitos finos, siltitos, pelitos e dolomitos argilosos (Azerêdo *et al.*, 2003).

Este ciclo sedimentar termina com o *Complexo Vulcano-Sedimentar*, representado por basaltos toleíticos, brechas vulcânicas, tufos e dolomitos, associado à primeira fase de *rifting* (Manuppella *et al.*, 1992). O *Complexo Vulcano-Sedimentar*

assenta sobre as formações anteriores através de uma superfície de descontinuidade erosiva (Azerêdo *et al.*, 2003).

A partir do Liássico inferior desenvolve-se a estruturação da Bacia Algarvia, diferenciando-se em três sectores: a sub-bacia ocidental, a W da Sinceira, o alto fundo de Budens-Lagoa, e a sub-bacia oriental, entre Lagoa e Tavira (Manuppella *et al.*, 1992).

Na sub-bacia oriental, onde se localiza a área considerada neste estudo, ocorre durante o Liássico uma sedimentação de plataforma interna confinada, com marcada subsidência, depositando-se os sedimentos da Formação da Picavessa, *Calcários de Alte* e *Dolomitos e Calcários Dolomíticos* (*op. cit.*).

A passagem do Liássico ao Dogger é marcada por uma fase de erosão e exposição subaérea generalizada, assinalada por superfícies de descontinuidade sedimentar, promovendo uma lacuna generalizada do Toarciano médio ao Aaleniano (Azerêdo *et al.*, 2003).

No Dogger ocorre uma variação nos ambientes sedimentares, com alternância de ambientes de plataforma interna e hemipelágico. Esta sedimentação é condicionada por variações do nível do mar, formando-se calcários oolíticos, calcários margosos e margas (Manuppella *et al.*, 1992), representando a Formação de Malhão (Bajociano), Formação de Guilhim (Batoniano inferior a médio) e Formação de Telheiro (Caloviano) (Manuppella *et al.*, 2007). Na passagem do Dogger ao Malm ocorre um episódio de inversão tectónica, compressivo (Caloviano superior a Oxfordiano inferior (Terrinha, 1998).

Durante o Malm, verifica-se o acentuar das variações de ambientes sedimentares devido a uma segunda fase de *rifting*, principalmente durante o Oxfordiano superior-Kimeridgiano inferior a médio. A partir do Kimeridgiano superior instala-se um ambiente de plataforma interna, desenvolvendo-se espessas séries regressivas. As unidades sedimentares identificadas são: *Calcários Hidráulicos de Loulé* e *Calcários Margosos e Margas de Peral*, *Calcários Com Nódulos de Sílex de Jordana* (Kimeridgiano-Oxfordiano); *Dolomitos e Calcários Dolomíticos de St^a Bárbara de Nexa* (Kimeridgiano); *Calcários Com Alveosepta jaccardi*, *Calcários Com Clypeina Jurássica* e *Calcários de Transição* (Titoniano-Kimeridgiano); e *Calcários com Anchispirocyclina Lusitanica* (Titoniano) (Manuppella *et al.*, 1992).

O pico da tendência regressiva é atingido durante o Titoniano - Cretácico (*op. cit.*), sendo a passagem do Jurássico ao Cretácico também marcada por um episódio tectónico compressivo (Terrinha, 1998). No Barremiano e Hauteriviano a sedimentação apresenta características marinhas e fluviais. No Aptiano inferior inicia-se um episódio transgressivo e um aumento de subsidência, principalmente após o Gargasiano devido ao começo da expansão do Atlântico Norte (Rey, 1983).

Os sedimentos cretácicos afloram em quase toda a extensão da sub-bacia oriental, correspondendo quase exclusivamente a idades do Cretácico inferior. O Cretácico algarvio foi detalhadamente caracterizado por Rey (1983), tendo sido dividido em dois complexos distintos (Manuppella *et al.*, 2007), C¹ (Berriasiano-Barremiano) e C² (Aptiano-Cenomaniano). Tanto o C¹ como o C² são constituídos por alternâncias de margas, calcários, calcários margosos, dolomitos e algumas intercalações de níveis areníticos e conglomeráticos.

O C¹ é composto por: *Calcários Oolíticos Com Trocholina* (Berriasiano); *Margas com Alectryonia*, *Conglomerado de Vale Judeu* e *Dolomitos de Costa Longa* e *Calcários Recifais de Bias* (Hauteriviano); *Argilas, Grés e Conglomerados de Fácies Wealdiana* (Barremiano).

No C² temos: *Calcários e Margas Com Palorbitolina*, *Margas da Luz* e *Margocalcários de Porto de Mós* (Aptiano); *Calcários e Dolomitos de Caliços* (Albiano); *Dolomitos de Chão de Cevada*, *Margas Superiores* e *Calcários Cristalinos de Pão Branco* (Cenomaniano).

A ausência de sedimentos atribuídos ao Cretácico superior na Bacia Algarvia deverá estar associada ao importante evento de inversão tectónica que terá ocorrido entre o Aptiano e o Miocénico médio (Terrinha 1998).

2.2.2-Cenozóico

Miocénico

Embora exista um registo geológico muito mais completo na região imersa a S, onde se individualiza uma bacia sedimentar cenozóica (Terrinha, 1998), na área emersa do Algarve oriental, a fase tectónica referida parece ter causado a erosão e/ou

não sedimentação do Cenomaniano ao Burdigaliano. Os sedimentos miocénicos que afloram são escassos e, na zona da falha de Carcavai, estão limitados à região de Guerreiros Vermelhos, junto ao apeadeiro de caminho de ferro de Vale de Éguas, a N de Almansil, e no caminho para a praia do Trafal, a E de Quarteira. A sedimentação miocénica ocorreu em ambiente aparentemente marinho (Manuppella *et al.*, 1992).

As unidades são (Manuppella *et al.*, 2007): os *Calcários de Galvanas* (Langhiano-Serravaliano), que correspondem a biocalcarenitos muito grosseiros, com seixo de quartzo rolado em abundância, os *Siltes Glauconíticos de Campina de Faro* (Tortoniano superior), que são siltes localmente ricos em glauconite, e os *Biocalcarenitos Com Areão de Quartzo de Ana Velha e Conglomerados de Galvanas* (Tortoniano superior), compostos por um conglomerado poligénico com blocos que podem exceder 1 m de dimensão, de calcários de idade jurássica, sedimentos cretácicos e rochas ígneas.

Plio-Quaternário

Ao longo de quase toda a costa Sul algarvia, com maior incidência entre Quarteira e Faro, afloram depósitos siliciclásticos com uma coloração avermelhada resultante do seu conteúdo em óxidos de ferro. Ao conjunto desses depósitos foi atribuída a designação de *Areias de Faro-Quarteira* (Manuppella *et al.*, 1992; Manuppella *et al.*, 2007). Moura e Boski (1999) atribuíram-lhes a designação de Formação do Ludo, sendo essa a terminologia utilizada neste documento.

Os membros pertencentes a esta formação assentam tipicamente sobre um paleorelevo desenvolvido sobre as litologias carbonatadas, miocénicas ou mesozóicas. Da base para o topo, apresentam uma sucessiva continentalização (*op. cit.*).

Estudos granulométricos, texturais e mineralógicos levados a cabo por Moura e Boski (1999) possibilitaram a individualização e caracterização de diferentes unidades no seio desta formação (Figuras 2.3 e 2.4).

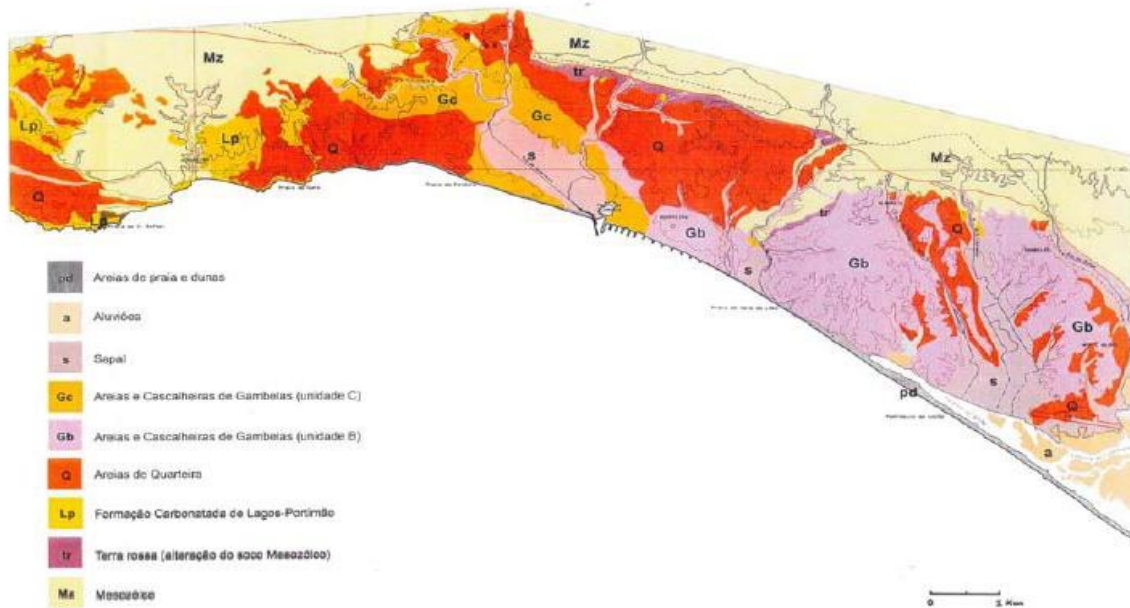


Figura 2.3 – Cartografia dos diferentes membros que constituem a Formação do Ludo (Moura e Bosky, 1999).



Figura 2.4 – Coluna litostratigráfica da Formação do Ludo (Moura e Boski, 1999).

Assim, definiram-se quatro unidades litostratigráficas distintas que são, da base para o topo:

Areias de Monte Negro

Esta unidade, com espessuras da ordem dos 50 m em Monte Negro, corresponde de uma forma geral a uma areia fina micácea, moderadamente a bem calibrada, de cor amarelo-torrado. Formaram-se provavelmente em regime supratidal, evidenciado pela frequente ocorrência de laminitos de areia fina e silte, fendas de retracção, estruturas de escape de água, pistas de bivalves filtradores e horizontes de minerais pesados (Moura e Boski, 1999).

Relativamente à sua posição estratigráfica, não foram encontrados fósseis. Contudo estes autores propõem ser um equivalente lateral das *Areias da Falésia* descritas por Cachão (1995a, 1995b), datadas do Pliocénico (Boski *et al.*, 1995).

Areias de Quarteira

Com espessuras que raramente ultrapassam os 15 m, as *Areias de Quarteira* são areias médias podendo excepcionalmente ser grosseiras, bem calibradas, de cor rosada a alaranjada. São areias subarcóicas, por vezes contendo 20 % de feldspato, e com cerca de 6 % do peso total de argila caulínica. As areias são geralmente maciças mas podem apresentar estratificação oblíqua. A N, assentam directamente sobre o soco Mesozóico fossilizando por vezes um paleocarso.

Quer as suas características granulométricas, quer a sua extensão lateral, fraca espessura, monotonia do padrão estrutural e geometria são compatíveis com deposição em plataforma de abrasão marinha pouco profunda.

Estratigraficamente, a microfauna de foraminíferos e fósseis de bivalves encontrados sugere uma idade pliocénica (Moura e Boski, 1999).

Areias do Ludo

Correspondem a areias de grão médio que passam a areias grosseiras para o topo, sendo as últimas também mais ricas em estruturas sedimentares. Os dois litotipos apresentam 15 % do peso total em feldspato parcialmente caulinizado.

Foram encontrados gastrópodes pulmonados no seio desta unidade. Contudo não foi possível a identificação de espécies, não servindo pois para a sua datação. A sua relação com as *Areias de Quarteira* mostra que são estratigraficamente superiores a estas, provavelmente do Plistocénico inicial. Estas areias apresentam-se em corpos

canalizados e assentam sobre as *Areias de Quarteira* através de uma descontinuidade erosiva, sendo as suas características compatíveis com ambiente fluvial (*op. cit.*).

Areias e Cascalheiras de Gambelas

Esta unidade é constituída por três litotipos distintos, que passamos a descrever: o litotipo A consiste em siltes pedolizados de cor amarelo-torrado, com manchas irregulares avermelhadas devidas à presença de óxidos de ferro; ocorre geralmente na base da unidade e assenta em disconformidade nas unidades subjacentes; o litotipo B corresponde a areias grosseiras a muito grosseiras, com matriz vermelha argilosa em quantidades variáveis e seixos de quartzo e quartzito abundantes, a definir a estratificação; a sua espessura não ultrapassa os 6 m; o litotipo C é constituído por seixos e calhaus rolados de quartzito, grauvaque e algum xisto; os grãos podem apresentar capas de ferro e manganês (*op. cit.*).

A unidade *Areias e Cascalheiras de Gambelas* constitui o topo da Formação do Ludo. Nela foi identificada indústria lítica de idade atribuída ao Plistocénico (Feio, 1946; Viana e Zbyszewski, 1949), e representa provavelmente a última etapa de enchimento da bacia antes da instalação da rede hidrográfica actual.

A deposição destes sedimentos deu-se num sistema fluvial de canais entrançados com grande capacidade de migração lateral (Moura e Boski, 1999). A figura 2.5 mostra de uma forma esquemática as relações entre as diversas unidades pertencentes à Formação do Ludo, assim como a sua distribuição lateral e vertical. É também representada a relação com o substrato Meso-Cenozóico.

Quaternário

O Quaternário, para além de estar representado por sedimentos das unidades estratigráficas *Areias do Ludo* e *Areias e Cascalheiras de Gambelas*, que constituem os membros superiores da Formação do Ludo, inclui ainda depósitos holocénicos representados na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 53-A, com as designações *Areias de Duna* e *Areias de Praia* e *Aluviões e Sapais*.

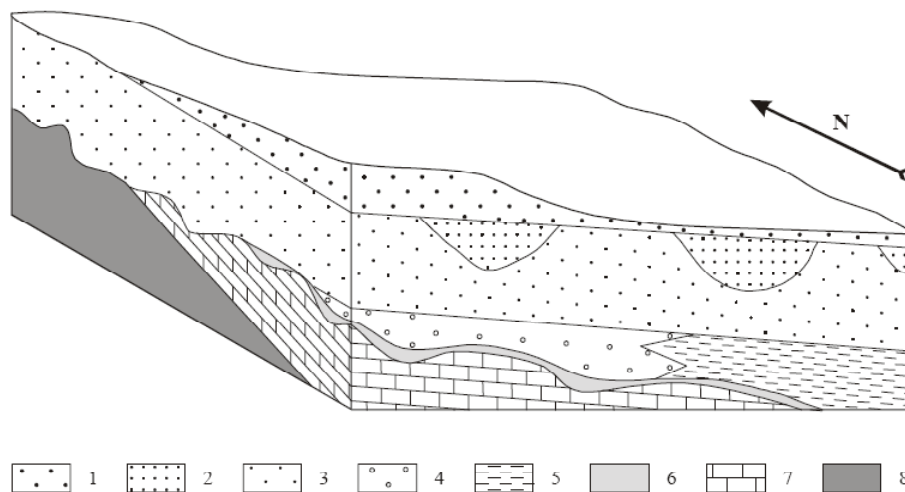


Figura 2.5 – Modelo esquemático representando a relação espacial entre as diferentes unidades que constituem a Formação do Ludo e o substrato Meso-Cenozóico (Dias e Cabral, 2002b). 1-Areias e Cascalheiras de Gambelas (Plistocénico); 2-Areias do Ludo (Plio-Plistocénico); 3-Areias de Quarteira (Pliocénico superior); 4-Areias da Falésia (Pliocénico inferior); 5-Areias de Monte Negro (Pliocénico inferior); 6-Formação de Cacela (Miocénico); 7-Formação de Lagos Portimão (Miocénico); 8-Substrato mesozóico.

2.3-Geomorfologia

O relevo da área de estudo e regiões envolventes pode ser essencialmente dividido em seis unidades morfológicas principais (Ojeda *et al.*, 2001) (Figura 2.6):

- Morfologia no Soco Hercínico
- Depressão periférica
- Barrocal
- Morfologia em coberturas tabulares plio-quaternárias e superfícies poligénicas
- Morfologia associada à drenagem actual
- Elementos morfológicos costeiros

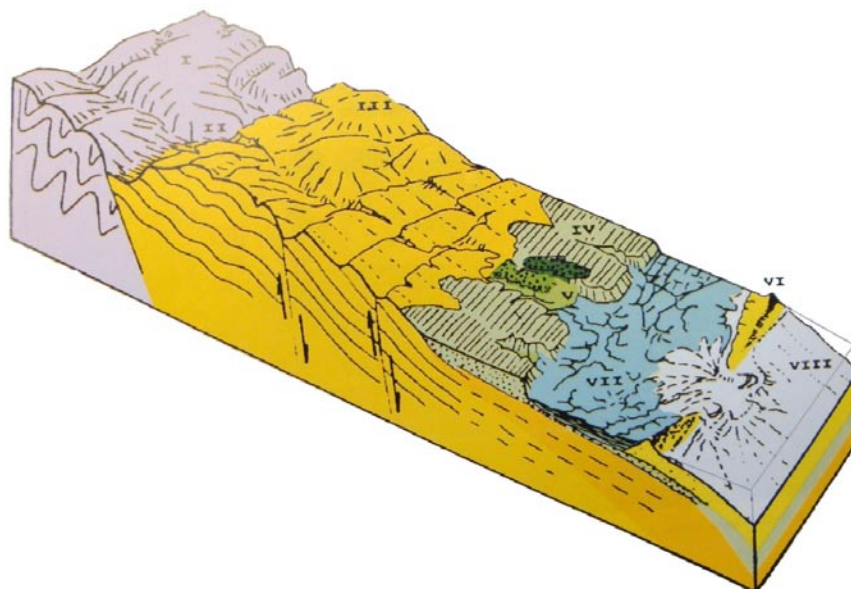


Figura 2.6 – Diagrama representando a disposição das unidades morfológicas correspondentes aos domínios continental e litoral, na zona de Faro (Ojeda *et al.*, 2001). I- Morfologia no Soco Hercínico; II- Depressão periférica; III- Barrocal; IV- Morfologia em coberturas tabulares plio-quaternárias e superfícies poligénicas; V- Morfologia associada à drenagem actual; VI a VIII- Elementos morfológicos costeiros.

Morfologia no Soco Hercínico

Esta unidade morfológica localizada no soco hercínico corresponde ao relevo desenvolvido no sector meridional da Zona Sul Portuguesa, caracterizado por intensa erosão e peneplanação, a que se sucede um forte encaixe da drenagem actual (Ojeda *et al.*, 2001). Na área considerada corresponde à Serra do Caldeirão, desenvolvida por levantamento crustal provavelmente de idade neogénica a quaternária (Dias, 2001). As litologias presentes, de idade paleozóica, apresentam uma composição bastante homogénea com alternâncias de xistos e grauvaques.

Ocorrem também alguns relevos de origem tectónica, nomeadamente a escarpa de falha de São Brás de Alportel, com direcção E-W, 12 km de comprimento e 150 m de comando, e a escarpa de falha de Eira de Agosto, com um comando de 150 a 200 m que se estende numa direcção NW-SE ao longo de 7 km (Feio, 1951, 1992).

Compreende superfícies de aplanção, com uma morfologia suave e ondulada onde existem solos relativamente bem desenvolvidos, e relevos de dissecação, que correspondem ao resultado da intensa erosão hídrica sobre as primeiras, dando origem a relevos acidentados com linhas de água profundamente encaixadas (Ojeda *et al.*, 2001).

Depressão periférica

Esta unidade morfológica corresponde a um acidente topográfico bem marcado, alinhado segundo direcção geral E-W, que faz a separação entre a área de relevo desenvolvido no soco hercínico, a N, e a morfologia desenvolvida nas rochas da Orla Meso-Cenozóica Algarvia. Trata-se de uma depressão ortoclinal mais ou menos complexa, dissimétrica, desenvolvida sobre as litologias brandas do Triássico e da base do Jurássico Inferior, sendo portanto um relevo resultante da erosão diferencial. É uma forma pouco regular, pois encontra-se muito afectada por falhas que provocam o seu rejeito ou repetição (Ojeda *et al.*, 2001).

Barrocal

Esta unidade geomorfológica característica do Algarve interior (Feio, 1951) desenvolve-se quase exclusivamente sobre rochas carbonatadas, principalmente jurássicas mas também cretácicas, que proporcionam ao sistema hidrográfico uma fraca circulação superficial devido às características de porosidade dessas litologias, contrariamente ao que se verifica no soco hercínico. São individualizáveis duas subunidades, as superfícies planas, em zonas deprimidas e em posição de planalto, e os relevos estruturais (*op. cit.*).

Os relevos estruturais mais vigorosos encontram-se tipicamente associados aos locais onde as litologias mais competentes do Liássico contrastam com as rochas brandas do Triássico e Hetangiano (Feio, 1951), dando origem a costeiras de vertentes abruptas que se debruçam sobre a depressão periférica que limita a N a área correspondente à bacia sedimentar meso-cenozóica. Para S as relações entre a estrutura e a morfologia não são tão visíveis devido à escassa presença de rochas brandas, sendo no entanto observáveis “esboços de uma disposição a reflectir a inclinação dominante das camadas, para o S” (*op. cit.*). As estruturas que mais notoriamente se expressam nas formas de relevo são os dobramentos anticlinais (Ojeda *et al.*, 2001).

Coberturas tabulares plio-quaternárias e superfícies poligénicas

Esta unidade corresponde aos relevos formados pela instalação da rede de drenagem e outros processos erosivos, sobre as formações detríticas do Plio-

Quaternário, levando ao seu desmantelamento e transporte dos sedimentos para o domínio costeiro. Consideram-se aqui com maior relevância as subunidades correspondentes aos relevos de dissecção, formados pela forte erosão associada à acção hídrica superficial que produz uma morfologia acidentada com vales em V e interflúvios bastante erodidos, às áreas planas de origem erosiva, que corresponde às zonas mais deprimidas onde a cobertura sofreu um desmantelamento mais intenso, e à superfície poligénica litoral, que é uma superfície de aplanagem que corta formações geológicas do Jurássico superior ao Miocénico superior, cuja evolução é ainda mal conhecida (*op. cit.*).

Morfologia associada à drenagem actual

A rede hidrográfica apresenta um papel importantíssimo na modelação das formas de relevo, sendo a principal responsável pela formação das morfologias actuais que se têm vindo aqui a referir. O seu papel, contudo, não se deve apenas à capacidade de erosão e transporte, tendo também um papel importante nos locais onde perde essa capacidade e deposita os materiais transportados.

Aqui são distinguíveis as planícies de inundação, cuja inundação periódica proporciona a deposição de sedimentos aluvionares, e os terraços fluviais recentes, correspondentes a antigas planícies de inundação que ficaram elevadas topograficamente devido ao encaixe das linhas de água, sendo constituídos por sedimentos predominantemente grosseiros (Ojeda *et al.*, 2001).

Elementos morfológicos costeiros

Das unidades de domínio costeiro existentes na área considerada (extensão da Carta Geológica de Portugal folha 53-A, Faro), aquelas que mais se destacam na paisagem são as praias actuais e um conjunto extenso de ilhas-barreira activas que individualizam um importante complexo de sapais e rasos de maré que formam a Ria Formosa (*op. cit.*).

Para leste da Ribeira de Quarteira, até à extremidade SE da Península do Ancão, desenvolve-se ao longo de cerca de 15 km uma extensa praia arenosa cuja dinâmica é controlada por processos essencialmente marinhos, de onde se salienta uma importante deriva litoral para Este (*op. cit.*). O topo da praia é caracterizado por uma

arriba talhada nas formações plio-quadernárias, que se estende de forma quase contínua desde Quarteira até Vale do Garrão, estendendo-se também para W, até Olhos de Água. Estas arribas encontram-se muito susceptíveis à erosão, apresentando modificações rápidas observáveis à escala anual e mesmo mensal, nas estações de maior agitação marítima (Dias & Neal, 1992). Apesar de a erosão marinha ser o factor dominante, destaca-se também o contributo das actividades antrópicas para esta degradação (*op. cit.*).

A Ria Formosa prolonga-se aproximadamente desde a região de Faro até à zona de Vila Nova de Cacela, sendo constituída por cinco ilhas barreiras, seis barras activas e os correspondentes deltas de maré. Os deltas de maré são acumulações arenosas em ambos os lados das barras e fazem a ligação entre os sistemas interiores, lagunares, e o mar. Estas formações estão associadas à interacção entre as correntes de maré e a ondulação (Ojeda *et al.*, 2001).

O sistema de sapais, protegido do mar pelas ilhas-barreira, é constituído por um variado número de ilhas separadas por canais de diversas dimensões (de onde se destacam os canais de Faro e de Olhão), sendo essencialmente composto por sedimentos lodosos (Manuppella *et al.*, 2007).

3-Liquefacção e geração de filões detríticos

3.1-Descrição

Os sismos são fenómenos naturais causadores de inúmeros danos nas estruturas construídas pelo ser humano. Além da destruição causada directamente pelas vibrações do solo e a ruptura superficial associadas à actividade em falhas, uma quantidade importante dos danos pode dever-se à liquefacção e consequente cedência dos solos.

De um modo geral o processo de liquefacção está associado à geração de tensões cisalhantes em sedimentos saturados em água, não consolidados, devido à propagação de ondas sísmicas, causando um aumento da pressão exercida pela água contida nos poros e consequente fluidização do material (Obermeier, 1994).

Os principais factores sismológicos que contribuem para o processo de liquefacção são a amplitude das tensões cisalhantes cíclicas e o número de ciclos de aplicação dessas tensões (Seed, 1979); por sua vez esses factores estão relacionados com a aceleração de pico e duração da vibração. Tanto a aceleração de pico como a duração dependem da magnitude do evento e distância à fonte (Obermeier, 1994). Segundo Ambraseys (1988) o limite mínimo de magnitude a que o processo de liquefacção se torna relativamente comum é de 5,5 a 6.

As tensões cisalhantes induzidas num determinado local por movimentos sísmicos formam-se devido à propagação das ondas de cisalhamento (ondas S) através do substrato até à superfície. A figura 3.1 mostra os estados de tensão de um solo antes e durante os vários ciclos de carga ocorridos num episódio sísmico. Este esquema refere-se à situação mais simples de uma morfologia plana e horizontal onde inicialmente não actuam quaisquer forças exteriores para além da tensão inicial resultante da carga litostática. Durante a propagação das ondas sísmicas o solo é afectado por tensões cisalhantes cíclicas que passam a dominar o estado de tensão em que se encontra o material.

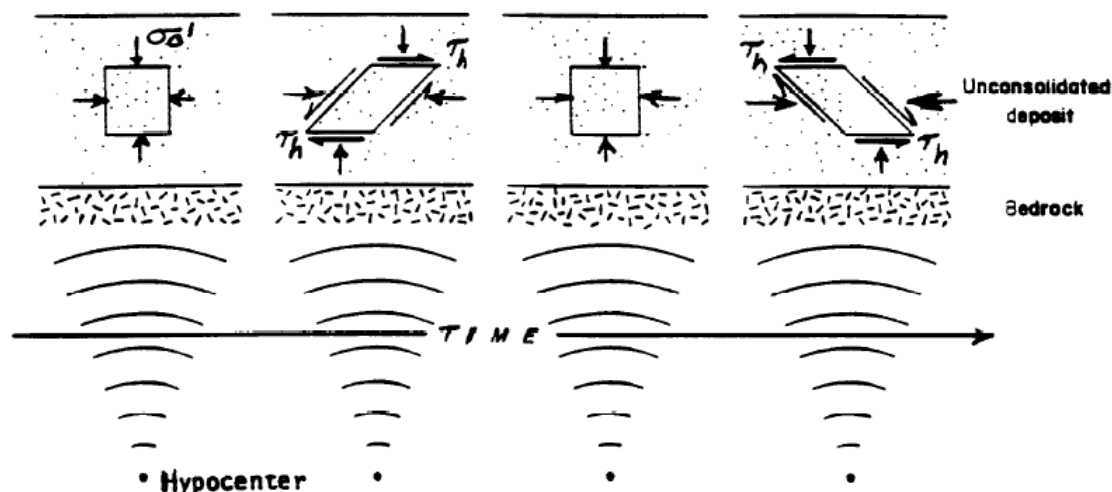


Figura 3.1 – Variação dos estados de tensão de uma porção de sedimento ao ser afectado por ondas sísmicas. τ_h -tensão de corte horizontal; σ'_v -tensão efectiva vertical. Segundo Obermeier (1994).

No seu estado normal, um solo ou outro sedimento incoerente, não consolidado, é composto por um conjunto de partículas sedimentares, onde cada grão se encontra rodeado e em contacto com outros grãos (figura 3.2A). O peso exercido pelo material superior promove forças intergranulares que conferem ao solo a sua estrutura (www.ce.washington.edu/). Os espaços existentes entre os grãos estão preenchidos por água ou ar, conforme o material se encontre ou não saturado. Para que ocorra liquefacção é necessário que o material se encontre saturado.

Quando sujeitos a sucessivos ciclos de tensões cisalhantes os sedimentos não coesos tendem a reorganizar-se para uma estrutura mais compacta reduzindo o seu volume, no entanto esta diminuição de volume não ocorre imediatamente pois a duração de cada ciclo de carga é demasiado curta, impedindo a água contida nos poros de se escapar (Jorge, 1993). Assim, a deformação ocorre a volume constante, dando-se a transferência das tensões intergranulares para a água intersticial: a cada ciclo a pressão exercida pela água vai aumentando e as tensões exercidas no contacto entre as partículas sedimentares diminuindo, podendo mesmo ser anuladas, passando o material anteriormente suportado pelos grãos a ser agora suportado pelo fluido (figura 3.2B). Com a anulação das tensões efectivas dá-se também a perda total de resistência ao corte, o sedimento passa então do estado sólido a um estado viscoso, com comportamento de um líquido (Obermeier, 1994). Este processo, conhecido por

liquefacção inicial (National Research Council, 1985, p.42), não causa perturbações muito evidentes nas estruturas sedimentares originais do sedimento (Obermeier, 1994).

Após o cessamento das vibrações sísmicas ou diminuição da sua intensidade os grãos suspensos na água podem rearranjar-se para uma disposição mais compacta expulsando a água intersticial (figura 3.2C).

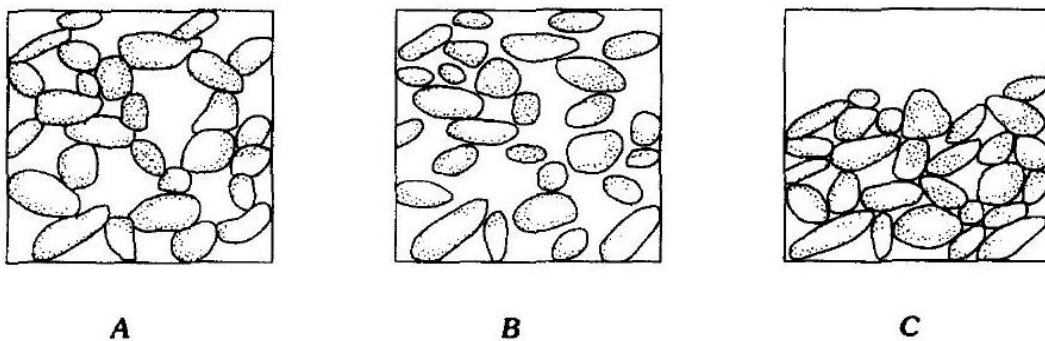


Figura 3.2 – Exemplo de estrutura de um sedimento no seu estado normal (A), liquefeito (B) e depois de sofrer compactação pós-liquefacção (C). Segundo Obermeier (1996).

Se existirem fracturas pré-existent na cobertura da camada liquefeita, ou se aquela sofrer fracturação hidráulica devido à liquefacção, a água tende a deslocar-se para áreas de menor pressão, arrastando consigo sedimentos e perturbando a organização original dos grãos. Durante este processo, conhecido por fluidização, poderá dar-se um transporte ascendente da mistura água-sedimento e formarem-se filões detríticos. Estes podem atingir a superfície gerando-se vulcões de areia (*sandblows*) (*op. cit.*).

A fracturação da cobertura possibilitando a ascensão do material dá-se principalmente por fracturação hidráulica. Contudo podem também ocorrer outros processos que contribuem para a formação de filões detríticos, tais como a génese de roturas devido aos movimentos oscilantes do solo pela passagem das ondas sísmicas, e *lateral spreading*. O fenómeno de *lateral spreading* (ou espalhamento lateral por flutuação) pode ocorrer se os sedimentos apresentarem uma ligeira inclinação e não estiverem suportados lateralmente devido à presença de uma vertente ou talude: por efeito da enorme perda de coesão e resistência ao corte do material liquefeito, a

cobertura de solo/sedimento suprajacente pode migrar lateralmente sobre a camada de material liquefeito, para zonas de mais baixa altitude devido à acção da gravidade, causando a fracturação em blocos dessa cobertura (*op. cit.*). Este fenómeno está tipicamente associado a topografias suaves, entre 0,3 e 3%, e dá origem a movimentos horizontais que podem atingir 3 a 5 m (Jorge, 1993).

Obermeier (*op. cit.*) descreveu detalhadamente a ocorrência de filões detríticos nas zonas sísmicas de New Madrid e Wabash Valley, nos EUA. Tipicamente estes são o resultado de liquefacção de uma camada de areia saturada em água, coberta por uma camada de sedimento granulometricamente mais fino (siltes e argilas), a qual sofreu fracturação e possibilitou a ejeção do sedimento liquefeito e fluidizado até à superfície sob a forma de vulcões de areia (figura 3.3). Os diques possuem formas mais ou menos tabulares e geram-se com orientações relativamente paralelas quando resultantes de migração lateral da cobertura. A sua espessura pode ir de cerca de 1 cm a mais de 1 m. Segundo aquele autor são vários os indícios que conduzem a uma origem sísmica para estas estruturas: os diques alargam-se para a base, têm um traçado aproximadamente linear em planta e dispõem-se de forma mais ou menos paralela entre si, houve ejeção de material para a superfície, existem estruturas de fluxo de carácter ascendente, o tamanho e abundância dos diques diminui geralmente a partir da zona onde estes têm maior expressão, entre outras evidências.

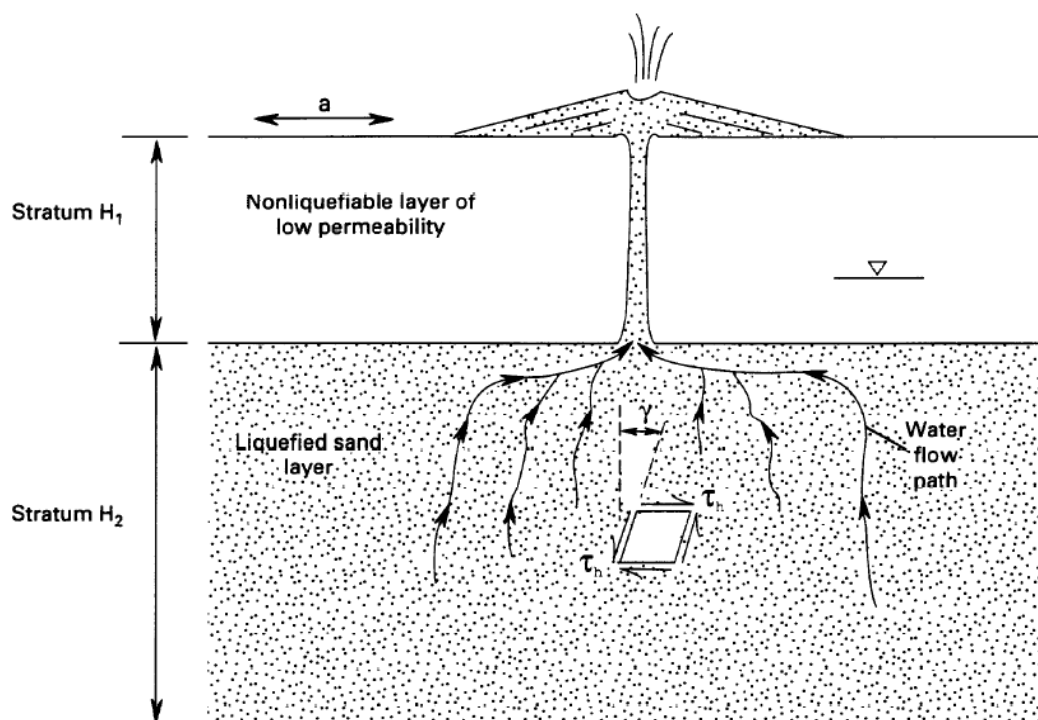


Figura 3.3 – Esquema de formação de um vulcão de areia e dique de alimentação. a -aceleração horizontal; τ_h -tensão de corte horizontal; γ - cisalhamento angular. Segundo Obermeier (1994).

3.2- Condições necessárias para a ocorrência de liquefacção

São vários os factores que afectam a susceptibilidade de liquefacção e os efeitos da fluidização (Obermeier, 1994): 1-granulometria; 2-densidade relativa; 3-profundidade do nível freático; 4-profundidade e espessura dos sedimentos; 5-efeitos de sítio; 6-características da cobertura; 7-historial sísmico.

1-granulometria

Segundo este autor, estudos de campo e laboratório mostram que materiais como as areias e areias siltíticas são muito susceptíveis a liquefacção dando origem a filões detríticos, soleiras e vulcões de areia. Depósitos de areia e cascalho contendo mais de 30% a 50% de cascalho podem também sofrer liquefacção. Contudo, neste materiais as estruturas formadas são escassas relativamente às formadas em areias, e a magnitude mínima de um sismo necessária à ocorrência de liquefacção é maior, cerca de 7 (Valera *et al.*, 1994). Obermeier (1994) refere que a presença de uma

pequena quantidade de argila diminui consideravelmente a susceptibilidade de um sedimento para se liquefazer, sendo a liquefacção um fenómeno pouco comum em sedimentos contendo mais de 15% de argilas (Seed *et al.*, 1983). Segundo Castro (1987), mesmo que ocorra liquefacção inicial, a baixa permeabilidade pode impedir o escape rápido da água e a formação de estruturas de fluidização suficientemente grandes para serem identificáveis no campo. Contudo, outros autores referiram a ocorrência de liquefacção induzida por vibrações sísmicas em materiais contendo argilas: Kishida (1969), em solos com mais de 70% de finos e 10% de argilas; Wang (1979, 1981, 1984), para solos com menos de 20% de fracção argilosa; Tohno e Yasuda (1981) em solos com mais de 90% de finos e 18% de argilas; e Miura *et al.* (1995) em solos com 48% de finos e 18% de argilas.

2-densidade

A densidade do sedimento ou grau de compactação mostra-se também um factor importante na susceptibilidade à liquefacção, sendo que materiais com densidade baixa a média, pouco compactados, são os mais susceptíveis (Obermeier, 1994).

3-profundidade do nível freático

A susceptibilidade de um sedimento para liquefazer-se varia com a profundidade do nível freático; enquanto com o nível à superfície o sedimento pode apresentar uma susceptibilidade elevada, baixando o nível 5 m essa susceptibilidade pode variar para moderada. Para o nível freático abaixo dos 10 m de profundidade a susceptibilidade é nula (*op. cit.*).

4-profundidade e espessura dos depósitos

A liquefacção ocorre geralmente em camadas situadas desde poucos metros a cerca de 10 m de profundidade. No entanto há relatos de profundidades inferiores a 1 m (Sims, 1973; Audemard e de Santis, 1991) e referência a profundidades superiores a 20 m (Seed, 1979). Para as situações mais superficiais a liquefacção parece ocorrer apenas onde uma fina camada de areia se encontra entre duas constituídas por material argiloso (Obermeier, 1994).

Relativamente à espessura das camadas, os leitos mais susceptíveis apresentam normalmente uma espessura de 0,3 a 1 m. A espessura da cobertura é também um factor importante na formação de filões; estes geralmente não se estendem até à superfície quando a camada liquefeita está coberta por um depósito superior a 10 m (Obermeier, 1996).

5-efeitos de sítio

Uma característica importante e que já foi atrás referida é a morfologia do terreno; uma pequena inclinação é propícia a promover a migração do material de cobertura sobre a camada liquefeita, e causar a sua fracturação, promovendo a fluidização.

6-características da cobertura

Como já foi atrás referido a espessura da cobertura é um dos condicionantes da formação de diques. São também importantes outras características, como a existência ou inexistência de zonas de fraqueza, como fracturas pré-existentes ou espaços formados pela decomposição de raízes.

7-historial sísmico

A ocorrência de antigos eventos sísmicos e consequente liquefacção dos sedimentos susceptíveis pode causar uma densificação significativa do sedimento (Castro, 1987) e assim diminuir consideravelmente a sua susceptibilidade a futura liquefacção. Contudo esta densificação nem sempre ocorre de modo significativo. De facto observações históricas e evidências de campo sugerem que o processo de liquefacção tende a ocorrer nos mesmos locais, e que a ascensão do material até à superfície se pode dar repetidamente pelas mesmas condutas (Obermeier, 1994).

A identificação do fenómeno de liquefacção gerado por paleossismos faz-se principalmente pela caracterização de estruturas secundárias que se geram como consequência da fluidização de um depósito sedimentar. Estruturas como filões detríticos, vulcões de areia, estruturas em chama e outras deformações no sedimento são comuns em zonas localizadas perto de falhas activas importantes. No entanto é

necessária uma atenção especial e uma caracterização rigorosa para determinar se as estruturas observadas correspondem de facto a um produto de liquefacção induzida pela propagação de ondas sísmicas.

Obermeier (1994) desenvolveu um conjunto de critérios que permitem determinar se as deformações em sedimentos se devem a liquefacção induzida por sismicidade: as estruturas formadas apresentam características consistentes com a ocorrência de liquefacção associada a sismicidade, nomeadamente evidências de movimento ascendente em filões detríticos; as características dessas estruturas são consistentes com aquelas já observadas e documentadas em enquadramentos físicos semelhantes; ocorrem em enquadramentos hidrogeológicos onde não seriam de esperar forças hidráulicas fortes e de curta duração, a não ser devido a vibrações sísmicas; estão espalhadas por vários locais mas inseridas no mesmo contexto geológico e hidrogeológico, onde o padrão de tamanho e abundância estão concordantes com o padrão de vibração esperado.

A necessidade de considerar estes critérios ao caracterizar e interpretar este tipo de estruturas prende-se ao facto de outros processos não sísmicos poderem dar origem a estruturas semelhantes. De facto, alguns autores descreveram tais ocorrências em situações cuja origem não é atribuída a sismicidade. Dreimanis e Rappol (1996) e Rijdsdijk *et al.* (1999) descreveram a geração de filões detríticos associada a ambientes glaciais a subglaciais. Estruturas deste tipo podem-se formar devido ao avanço de um glaciar sobre sedimentos não coerentes saturados em água. Obermeier (1994) refere outras estruturas que podem ser confundidas com aquelas resultantes de liquefacção: estruturas de carga, de escape de água, laminações convolutas, espaços deixados pela decomposição de raízes, posteriormente preenchidos por sedimento, estruturas formadas por meteorização, entre outros.

3.3-Liquefacção e seus impactes

A importância actualmente dada à ocorrência deste fenómeno deve-se principalmente à rotura e cedência dos terrenos, que pode ter um impacte desastroso sobre as estruturas edificadas pelo Homem.

A liquefacção desenvolvida numa dada camada sedimentar, a maior ou menor profundidade, vai ter uma manifestação à superfície cujo grau de importância varia em função de determinadas condições geológicas. As principais características que condicionam a severidade dos efeitos são a intensidade e duração do evento sísmico, as propriedades do material, nomeadamente a sua permeabilidade, e a espessura da camada liquefeita (Jorge, 1993).

Assim, para além dos efeitos atrás referidos, como a formação de diques, vulcões de areia (figura 3.4), etc., a própria perda da capacidade de carga do solo liquefeito parece ser a característica mais marcante e que poderá dar origem aos efeitos mais catastróficos. Um exemplo da capacidade destrutiva deste fenómeno está bem expressa na cedência das construções cujas fundações estão assentes em depósitos susceptíveis de liquefazerem-se (figura 3.5). No entanto, e como já foi atrás referido, a espessura da camada liquefeita tem um papel decisivo neste processo. Se essa camada tiver uma espessura reduzida, é provável que as deformações ocorridas não sejam suficientes para instabilizar o material superior. A espessura da cobertura pode também ter um papel importante, pois quanto menos espessa esta for mais susceptível será às deformações causadas pela liquefacção do nível inferior, e consequentemente, maior será a probabilidade de rotura (*op. cit.*).

A ejeção de água e sedimento até à superfície pode apresentar efeitos consideráveis, expressos através da inundação superficial local. A magnitude deste efeito está também dependente da espessura da camada liquefeita, pois quanto maior esta for, maior será o volume de material disponível. A inundação pode também ocorrer após a compactação do material liquefeito se o nível freático for suficientemente superficial para aflorar. Outro efeito resultante da instabilização do terreno é a geração de escorregamentos de terras em taludes naturais ou artificiais que podem constituir grande perigosidade ao ocorrerem em áreas urbanizadas. Estes podem-se gerar em vertentes com inclinações superiores a cerca de 5%, sendo o material transportado até centenas de metros de distância (Obermeier, 1994).



Figura 3.3 – Vulcões de areia formados ao longo de uma fissura. Sismo de Loma Prieta, São Francisco, ocorrido a 17 de Outubro de 1989. USGS.



Figura 3.4 – Edifício derrubado na cidade de Adaparazi devido à perda da capacidade de carga de um solo liquefeito. Sismo de Kocaeli, Turquia, ocorrido a 17 de Agosto de 1999. EERC.



Figura 3.5 – *Lateral spreading* nas margens do rio Lempa como consequência do sismo de 13 de Janeiro de 2001, El Salvador. EERI.

3.4-O fenómeno de liquefacção em Portugal

O estudo deste fenómeno em território nacional é relativamente escasso, sendo de destacar os estudos realizados por Jorge (1993) conducentes à elaboração de uma dissertação de mestrado, que culminaram na elaboração de um relatório sobre esta temática, publicado pelo LNEC (Laboratório Nacional de Engenharia Civil) em 1994.

O trabalho realizado pela autora teve como objectivo o esboço de um mapa de zonamento do potencial de liquefacção para Portugal continental com base nos dados da sismicidade histórica e das características geotécnicas das formações geológicas.

A maior dificuldade intrínseca a este tipo de estudo está muitas vezes associada à própria pesquisa histórica, onde a veracidade e correcta interpretação dos testemunhos pode colocar barreiras ao avanço do estudo, à integração espacial dos dados e consequentemente à credibilidade deste tipo de trabalhos. Normalmente, quanto mais antigos são os testemunhos mais escassa é a informação, logo, maiores são as incertezas relativamente ao fenómeno em questão.

A referência mais antiga ao fenómeno de liquefacção no território português data de 1531, e refere-se ao sismo ocorrido no dia 26 de Janeiro desse mesmo ano cujo epicentro se localizou provavelmente no vale inferior do Tejo (*op. cit.*). Pereira de Sousa (1930, *in* Jorge, 1993) cita uma carta do Marquês de Tarifa relatando que “em Setuna (Setúbal) e Alcaçovas (Alcácer do Sal) foi também muito forte, havendo nesta terra aberturas no solo, por onde saíu tanta água que pensaron ser abogados”. Esta frase é um exemplo claro da ocorrência de liquefacção histórica. O facto de a água ter sido expelida até à superfície por fendas abertas no solo pode ter dois significados: poderá corresponder à ejeção de uma mistura de água e sedimento sob a forma de vulcões de areia, ou, por outro lado, pode estar associado ao rebaixamento da superfície após a compactação da camada liquefeita, fazendo aflorar o nível freático, no caso de este ser muito superficial. Apesar de aqui não haver grandes dúvidas sobre a ocorrência do fenómeno, outros testemunhos não são tão claros.

De uma forma geral a liquefacção é inferida de relatos históricos sob a forma das seguintes manifestações (Berardi *et al.*, 1991, *in* Jorge, 1993): fluxos de água e areia a partir de fissuras ou aberturas no solo, com a formação de pequenos vulcões de areia, ou ainda injeção de areia em poços; subsidência ou colapso do solo em extensões limitadas, em materiais arenosos; afundamento de edifícios fundados em material arenoso.

O mesmo trabalho que tem vindo aqui a ser referido faz alusão a 6 sismos históricos, associados aos quais se verificou o fenómeno de liquefacção: 26 de Janeiro de 1531, de magnitude estimada 7,1; 1 de Novembro de 1755, de magnitude estimada 8,5; 31 de Março de 1761, de magnitude estimada 7,5; 12 de Janeiro de 1856, de magnitude estimada 6,0; 11 de Janeiro de 1858, de magnitude estimada 7,2; e 23 de Abril de 1909, com magnitude M_W 6,0 (Teves-Costa *et al.*, 1999).

A figura 3.6 representa o zonamento do potencial de liquefacção para o território continental português. As zonas que mostram susceptibilidade à ocorrência de liquefacção são essencialmente constituídas pelas formações que compreendem sedimentos plistocénicos e holocénicos litorais, e as zonas baixas associadas aos principais cursos de água, constituídas por aluviões e terraços fluviais. São ainda considerados susceptíveis os materiais sedimentares atribuídos ao Plio-Quaternário, apresentando no entanto uma susceptibilidade muito baixa.

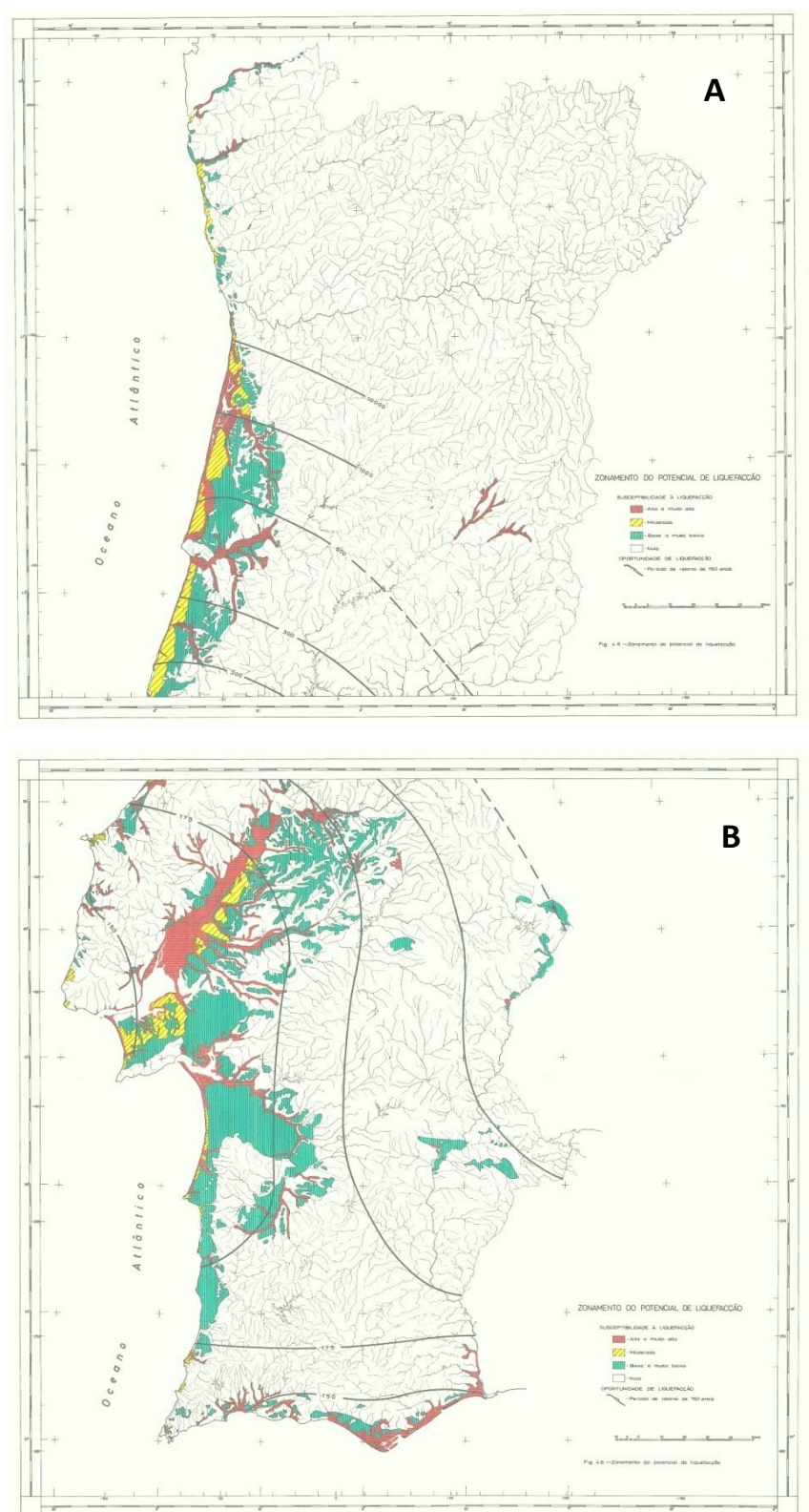


Figura 3.6 – Mapa do Zonamento do Potencial de Liquefacção para Portugal Continental. A-zona norte; B-zona sul (Jorge, 1993).

4-Resultados

Este capítulo encontra-se dividido em duas partes principais e debruça-se sobre a apresentação dos dados adquiridos ao longo do desenvolvimento deste trabalho. A primeira parte incide no estudo e caracterização dos filões detríticos ocorrentes na zona da falha de Carcavai, onde serão expostos os dados relacionados com os estudos de campo efectuados e os resultados dos ensaios laboratoriais a que foram submetidas amostras de algumas destas estruturas. A segunda parte é relativa à caracterização especificamente da falha de Carcavai, onde se faz a descrição de alguns afloramentos críticos considerados importantes na compreensão do comportamento e evolução desta estrutura.

4.1-Filões detríticos aflorantes na zona da falha de Carcavai

Para além dos filões já descritos em trabalhos anteriores (Dias, 2001) foram identificadas novas estruturas deste tipo no decurso do trabalho de campo efectuado.

Aparentemente a sua distribuição encontra-se muito concentrada na região de Ferrarias, escasseando em outras localidades. Contudo a sua cartografia pode estar condicionada pela disponibilidade de afloramentos, devido à restrição de acesso a terrenos privados e à grande pressão urbanística exercida sobre a região litoral algarvia.

De uma forma geral os filões detríticos aqui considerados consistem em corpos mais ou menos tabulares de sedimentos finos, com quantidade de fracção arenosa variável, intercalados em areias plio-quadernárias pouco consolidadas. Na maior parte das situações, o sedimento que preenche os diques é nitidamente distinto das areias encaixantes. Contudo, foram observadas algumas estruturas em que esta distinção não é clara. Estas últimas estruturas assemelham-se granulometricamente ao encaixante, destacando-se deste por corresponderem a uma faixa de sedimento deformado. As areias (encaixantes), cartografadas como Areias de Quarteira e Cascalheiras de Gambelas (Moura e Boski, 1999), apresentam também uma matriz com quantidade variável de fracção detrítica fina. Os filões observados e estudados

não afloram em toda a sua extensão vertical e horizontal, nunca revelando a sua base e raramente o topo, não sendo possível visualizar em afloramento a sua fonte.

4.1.1-Descrição de afloramentos

Neste item não se descrevem todos os filões reconhecidos na área de estudo mas apenas os afloramentos que se consideram mais representativos e os que apresentam características particulares. A figura 4.1 mostra a localização dos afloramentos.

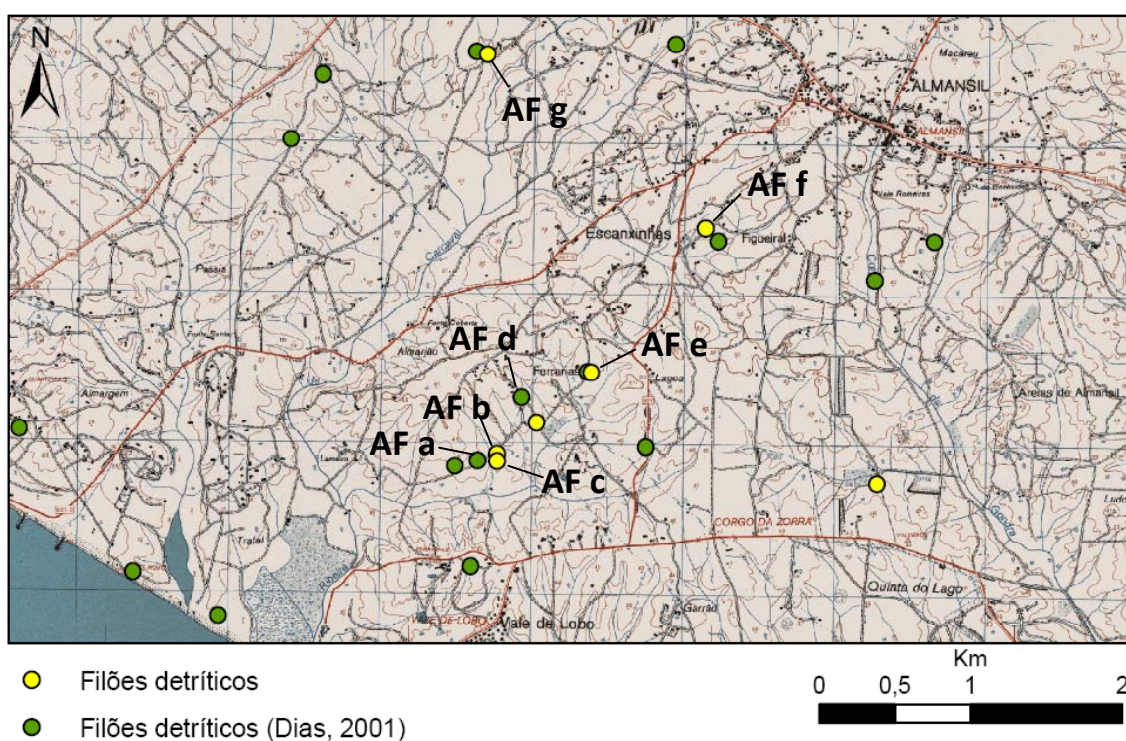


Figura 4.1 – Localização dos afloramentos onde foram identificados filões detríticos em sedimentos plio-quaternários, na zona da falha de Carcavai, implantada sobre um excerto da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, Folha 606, IGeoE.

AF a) (zona de Ferrarias)

Filão 1

Neste afloramento observou-se o filão de maior espessura, com cerca de 65 cm, encontrando-se no entanto bastante degradado devido à acção da vegetação. A

sua direcção é aproximadamente N60°E, 90°. Corresponde a um corpo essencialmente argiloso com alguma componente arenosa, intercalado nas areias. Como se pode observar na figura 4.2 apresenta uma espécie de enclave arenoso no seu interior que termina para baixo em forma de cunha. Aparentemente trata-se de um sedimento diferente das areias encaixantes, distinguindo-se destas pela sua cor amarelada e pela granulometria mais fina. A variação de cor pode reflectir apenas uma perda do seu conteúdo em ferro, ou alteração do próprio ferro em minerais que contenham este elemento. Este corpo arenoso poderá corresponder a um sedimento transportado de um nível inferior, caso esta estrutura esteja realmente associada a um processo de liquefacção e fluidização do material devido à propagação de ondas sísmicas, ou poderá corresponder a um corpo colapsado numa abertura causada pelo desenvolvimento das raízes. Apesar de o filão se encontrar muito deteriorado pela vegetação, grande parte da sua estrutura original aparenta estar intacta.

Uma característica também interessante é o facto de se observar um rejeito vertical de cerca de 30 cm num nível de seixos, com descida relativa do bloco W. Este nível é observável em ambas as paredes da estrutura, não sendo no entanto visíveis quaisquer indícios da sua presença no interior do seu preenchimento.

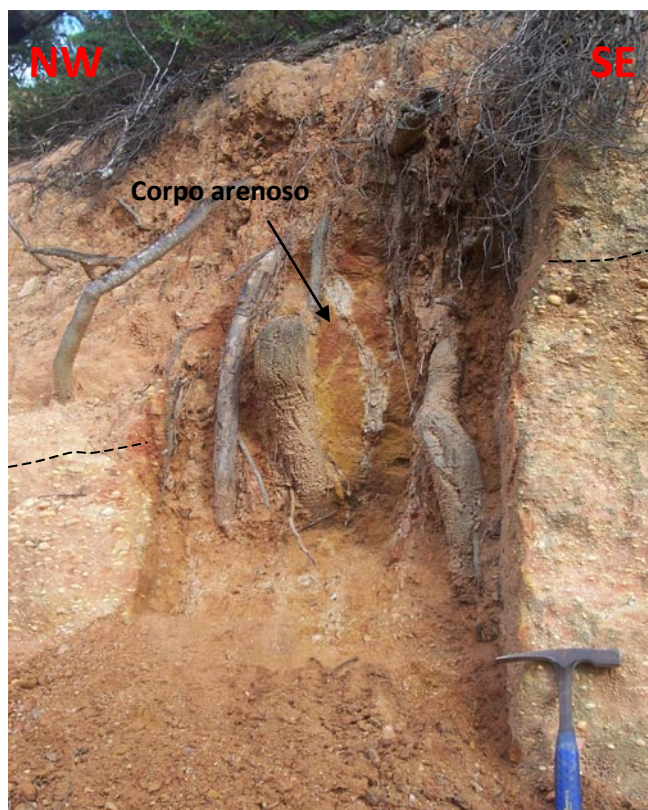


Figura 4.2 – Filão argiloso com corpo arenoso no interior. As linhas a tracejado mostram o limite superior do nível de seixos presente nas areias enquadrantes.

AF b) (zona de Ferrarias)**Filão 2**

Neste local aflora um filão de material detrítico fino de atitude N45°E, 90° (Figura 4.3). Na base do afloramento apresenta uma espessura de 35 cm mas divide-se para cima em dois ramos com cerca de 5 cm de espessura cada um, deixando no meio uma porção de sedimento idêntico ao enquadrante, aparentemente deformado, deformação essa evidenciada pela existência de seixos de quartzo verticalizados. Na zona de ramificação, imediatamente abaixo do corpo arenoso, observa-se um *fabric* planar no material fino tendencialmente disposto na vertical e acompanhando a geometria do corpo, contornando os seus limites. O braço N do filão não continua para a superfície do afloramento. No entanto a sua terminação superior é algo difusa pois vai-se enriquecendo gradualmente em areia. Numa primeira abordagem o filão parece exclusivamente constituído por silte e argila, mas uma observação mais atenta revela uma quantidade apreciável de grãos de quartzo médios a grosseiros (ainda que em proporção muito pequena relativamente ao material fino). No seio do sedimento fino observam-se também alguns seixos siliciosos reorientados.

Tal como no caso atrás descrito, o filão intercepta e interrompe um nível de seixos siliciosos, coincidindo com um rejeito vertical de cerca de 30 cm com subida relativa do bloco S.

Filão 3

Cerca de 10 m a N aflora um filão estreito, com 6 cm de espessura e atitude geral N40°E, 65°SE. Este filão não continua para cima, sendo o contacto superior com o encaixante muito difuso. À medida que se aproxima da sua terminação superior o filão vai-se enriquecendo em areia e perdendo o seu carácter silto-argiloso. É também possível visualizar a sua terminação lateral, em que o filão começa a estreitar-se em cunha e muda bruscamente de direcção para E-W, terminando numa fractura visível no chão (Figura 4.4).

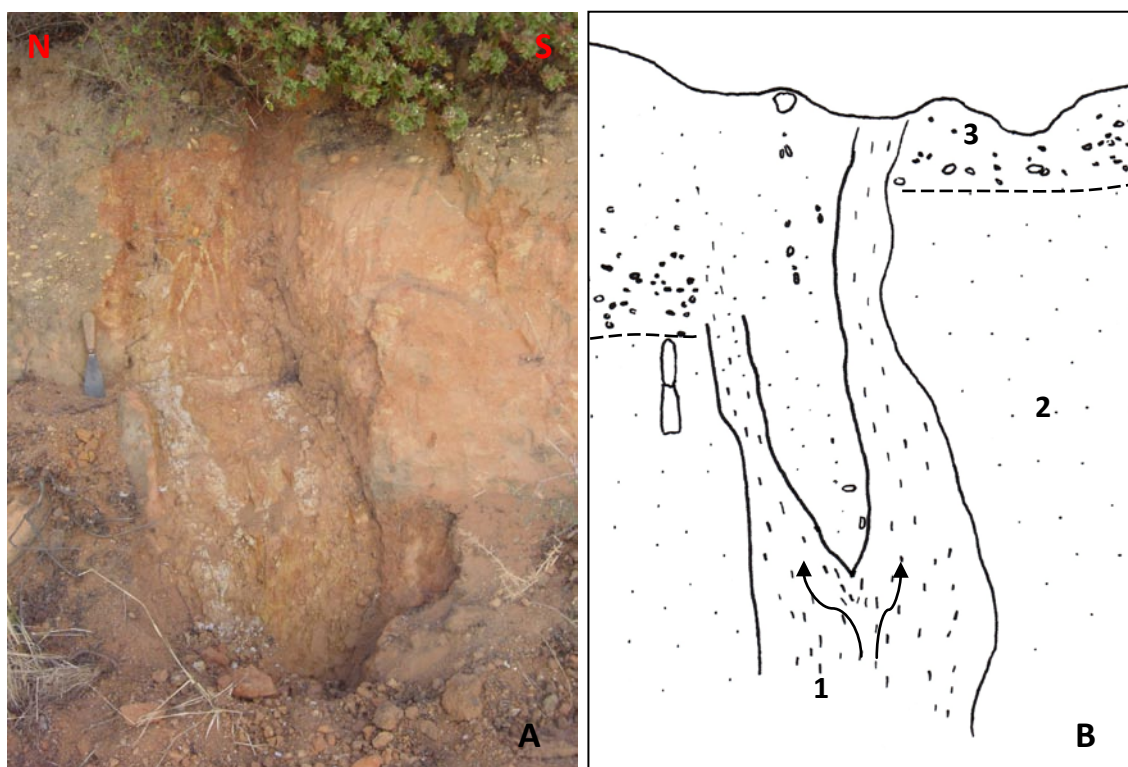


Figura 4.3 – Filão 2. A- Fotografia. B- Desenho esquemático do filão (1) intercalado em areias da Formação do Ludo (2) e coincidindo com uma rejeição vertical de um nível grosseiro (3) em cerca de 30 cm (base do nível de seixos a tracejado). Espátula com cerca de 30 cm a servir de escala.



Figura 4.4 – Vista em planta do filão 3 onde se observa a sua terminação lateral sob a forma de uma fractura, com mudança de direcção. Linha a ponteadado delimita o filão. Moeda de um euro como escala.

AF c) (zona de Ferrarias)**Filões 4 e 5**

Aqui, afloram dois filões (Figuras 4.5 e 4.6) constituídos principalmente por sedimentos finos apresentando no entanto uma quantidade considerável de grãos de areia. O seu aspecto é um pouco diferente dos outros pois apresenta uma cor esbranquiçada, ao contrário da habitual cor avermelhada. Esta variação não parece ser litológica mas sim resultante de processos de hidromorfismo, com redução do ferro.

Os filões encontram-se a cerca de 5 m de distância um do outro. Apresentam espessuras de 6 cm (filão 4) e 8 cm (filão 5), e têm orientação geral N70°E, 90° e E-W, 80°N, respectivamente.

Neste afloramento os sedimentos arenosos apresentam-se muito fracturados não tendo sido contudo identificada qualquer falha. Todas as fracturas correspondem a diaclases, encontrando-se algumas delas preenchidas por uma espessura milimétrica de material argiloso.



Figura 4.5 – Filão 4. Notar a variação de cor no filão e na área envolvente a este, devido a hidromorfismo. A linha a ponteadado delimita o filão. No lado esquerdo da imagem observa-se uma fractura (aparentemente uma diaclase), onde se observa também o fenómeno de alteração referido.



Figura 4.6 – Filão 5, apresentando também indícios de redução do ferro. A linha a ponteadado delimita o filão.

AF d) (zona de Ferrarias)

Neste afloramento são observáveis 4 filões detríticos:

Filão 6

Com cerca de 40 cm no topo e 50 cm na base do afloramento, ocorre numa extensão visível superior a 5 m. Tem direcção N60°E e a inclinação varia de 85° a 75° para SE. Trata-se de uma coluna de deformação composta por diversas fracturas subparalelas, que por vezes parecem juntar-se e voltar a afastar-se, onde percolaram e se depositaram sedimentos finos. Alternadas com estas faixas argilosas existem faixas arenosas aparentemente semelhantes ao material encaixante, embora pareça ocorrer um ligeiro enriquecimento na fracção fina.

No entanto, apesar da semelhança com o sedimento encaixante verifica-se claramente uma deformação do *fabric* sedimentar original, expresso principalmente pela reorientação da generalidade dos grãos e seixos siliciosos alongados. Esta reorientação, onde ocorre a verticalização dos clastos segundo o seu eixo maior, pode estar associada a um transporte vertical do sedimento.

Uma característica também interessante é o facto de apresentar ramificações, abrindo de baixo para cima (Figura 4.7). No seu interior apresenta planos de

movimento: N75°E, 77° SSE com estrias de *pitch* 50°E; E-W, 84°S com estrias de *pitch* 85°E. Estas estrias são, contudo, pouco seguras para uma interpretação cinemática, pois as características reológicas dos materiais argilosos permitem que se desenvolvam este tipo de estruturas com alguma facilidade.

Filão 7

Imediatamente a N, a cerca de 2 m, observa-se um corpo tabular com aproximadamente 6 cm de espessura, mais argiloso e menos arenoso que o anterior. Apresenta uma orientação geral N66°E, 86°SSE (Figura 4.8). Este filão encontra-se intensamente preenchido por raízes de arbustos, sendo difícil, uma caracterização em pormenor.

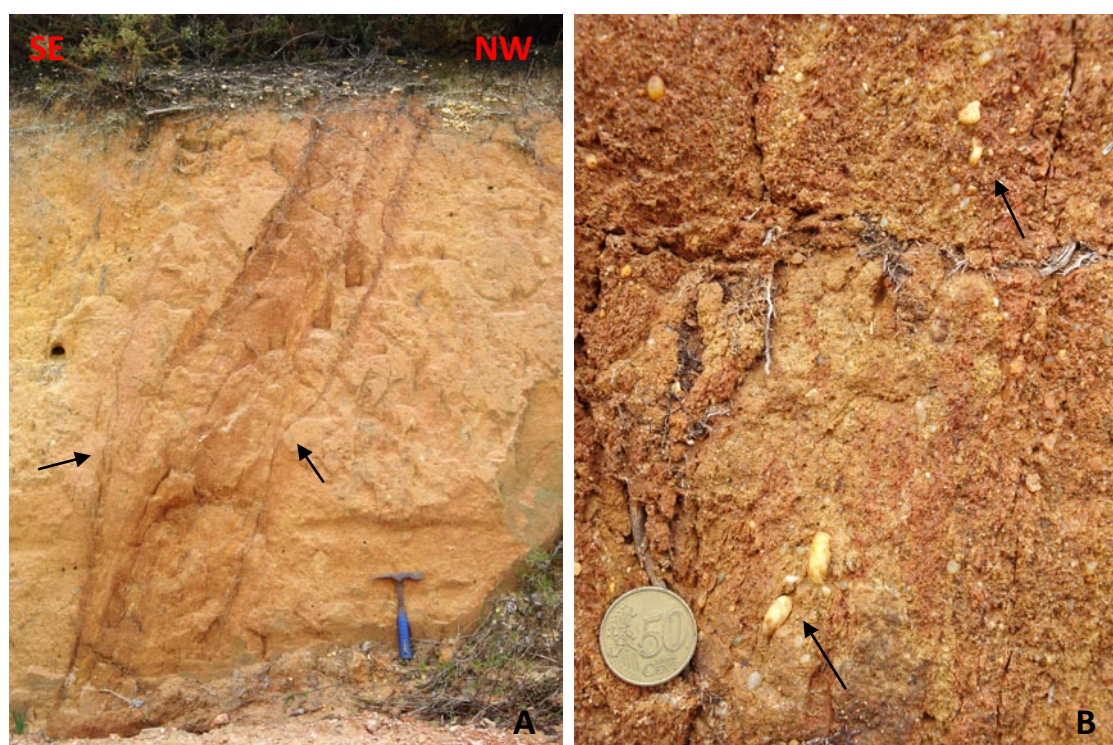


Figura 4.7 – Filão 6. A- aspecto geral da estrutura onde se pode observar ramificações, de baixo para cima (setas). B- pormenor do filão com destaque para a reorientação de seixos (setas). É também observável um ligeiro enriquecimento em fracção fina, dando um aspecto mais escuro comparativamente às areias encaixantes.



Figura 4.8 – Filão 7, bastante afectado pelo crescimento de raízes.

Filão 8

Alguns metros a N aflora, ao longo de 15 m de extensão, um filão com orientação N56°E, 84°SE (Figura 4.9). É constituído por um corpo principal argiloso, com alguns grãos de areia no seu interior. No seio deste corpo existem lentículas de areia semelhante ao material encaixante, dispostas na vertical, parecendo em algumas situações finas faixas arenosas estiradas, constituindo assim vários corpos mais ou menos alinhados numa disposição em *boudins*. Nas lentículas é possível observar a presença de seixos siliciosos reorientados. No geral, todos os grãos alongados encontram-se reorientados para a posição vertical segundo o seu maior eixo. Foi identificado um plano de atitude N40°E, 68°NW com estrias de *pitch* 90°. Na parede sul do filão desenvolve-se uma fina ramificação com cerca de 2 cm de espessura.

Filão 9

Ao lado do filão 8, cerca de 0,5 m a N, observaram-se três outras estruturas (Figura 4.10). São aqui apresentadas com a mesma designação (filão 9) pois

encontram-se enquadradas numa faixa de deformação comum. Uma delas parece tratar-se de um pequeno filonete argiloso com espessura variável entre 1 e 2 cm. Este filonete ramifica-se em duas fracturas de espessura milimétrica para o topo, que não se prolongam para a superfície, ligando-se um dos ramos às estruturas contíguas.

As restantes estruturas assemelham-se à primeira descrição deste afloramento, com uma rede de microfracturas subparalelas preenchidas por sedimentos finos, não sendo no entanto visíveis alterações significativas do *fabric* sedimentar original, apenas existindo alguns grãos reorientados cuja expressão não é significativa. Parecem fazer parte da mesma faixa de deformação, apresentando no seu total uma espessura de 40 cm e aflorando numa extensão observável de cerca de 15 m, com orientação N60°E, 85°N.

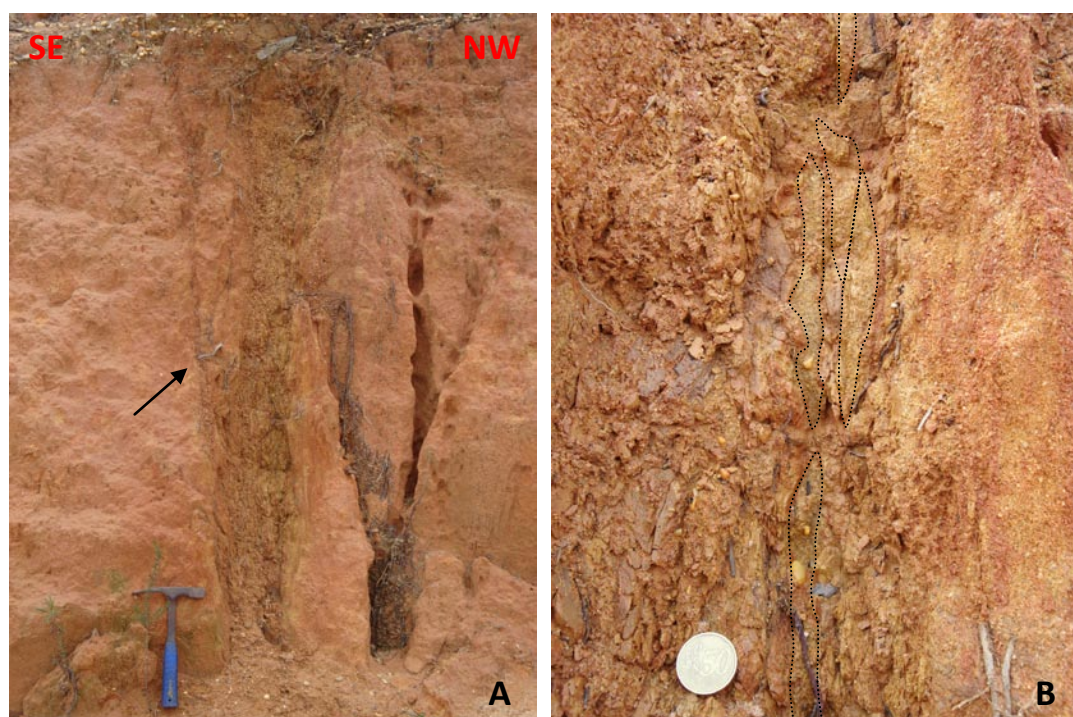


Figura 4.9 – Filão 8. A- aspecto geral do filão, sendo possível observar uma ramificação (seta) na parede SE. B- pormenor da estrutura evidenciando finas lentículas de sedimento arenoso deformado, com reorientação dos grãos (corpos arenosos delimitados por linhas ponteadas), no seio do corpo argiloso.



Figura 4.10 – Aspecto geral do filão 9. Corresponde à interação de três corpos individuais que se interceptam e que no seu conjunto constituem uma faixa de deformação. A seta indica uma ramificação do filonete localizado a SE.

AF e) (zona de Ferrarias)

Este afloramento foi observado na escavação para uma obra de construção em Ferrarias sendo o mais completo, pois foi possível observar o comportamento dos filões quer em corte quer em planta, assim como as suas relações. É também o mais atípico devido às características das estruturas observadas. De uma forma geral corresponde a uma rede de fracturas interligadas preenchidas por sedimento fino e alguma areia, rejeitando por vezes referências como níveis de seixos siliciosos. É bem visível o crescimento de raízes de árvores no interior dos filões.

Filão 10

É essencialmente composto por fracção fina, tem orientação geral N65°E, 68°N e cerca de 4 cm de espessura máxima. Esta espessura diminui para cima e não se percebe se a estrutura continua pois encontra-se afectada pela raiz de uma árvore. Para baixo a espessura diminui também, para cerca de 1 cm, parecendo terminar em cunha. Na parte inferior aparenta mudar de direcção e interceptar o filão 11.

A estrutura tabular materializada pelo filão parece produzir um rejeito de 1,30 m num nível de seixos (Figura 4.11). Contudo trata-se de um rejeito acumulado pela estrutura filoneana (85 cm) e por um plano de falha (45 cm) de atitude N45°E, 66°NW localizado a poucos centímetros deste, que parece juntar-se a ele. São visíveis outros planos de fractura a convergirem no filão, embora não evidenciem qualquer rejeito (Figura 4.12). O rejeito e o arraste produzidos no nível de seixos mostra movimentação inversa com subida relativa do bloco NNW.

Filão 11

Relativamente ao material que o compõe este filão é semelhante ao anterior, com orientação N30°E, 40°N e uma espessura máxima de 4 cm (Figura 4.11). A sua espessura diminui do centro para a base, reduzindo-se para cerca de 2 cm, mas parece volta a espessar-se. Não se estende até ao topo do afloramento, sendo o seu contacto superior marcado por um enriquecimento gradual em fracção arenosa. No chão da escavação é perceptível a sua continuação para NE, variando de direcção para N60°E. Aqui, foi observado um plano de atitude N55°E, 30°NW com estrias de *pitch* 80° NE. A sua espessura não ultrapassa os 8 cm e é possível vê-la decrescer para NE, unindo-se, com cerca de 1,5 cm, ao filão 12.

O nível de seixos é também afectado pela estrutura materializada por este filão verificando-se um rejeito de 50 cm com subida relativa do bloco NW.



Figura 4.11 – Parede SW do afloramento e, onde se observam os filões 10 (direita) e 11 (esquerda). A linha a tracejado representa a base de um nível grosseiro rejeitado. Existe também um rejeito associado ao filão 11, não visível na foto.

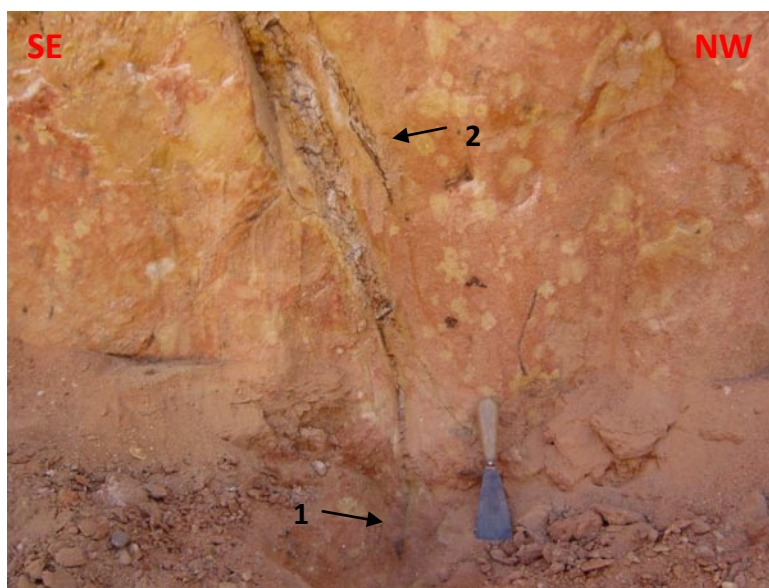


Figura 4.12 – Pormenor do filão 10. 1- Terminação da estrutura em cunha (parece não continuar para baixo); 2- Possível plano de falha aproveitado por uma raiz, com acumulação de alguma argila.

Filão 12

Na parede NE do afloramento ocorre outro filão (Figura 4.13), com orientação N75°W, 70°N e espessura de 4 a 5 cm. Termina para cima em cunha, continuando-se uns centímetros na forma de uma fractura, com outras pequenas fracturas associadas. Diminui de espessura para baixo assim como lateralmente, ramificando-se em pequenos filonetes.

Os filões argilosos presentes neste afloramento são muito particulares e podem ter-se formado por um processo que não o de liquefacção de um nível sedimentar inferior. A sua estrutura extremamente tabular, menor inclinação, terminação inferior em cunha e a clara associação a planos de falha, sugerem que possam estar associados ao desenvolvimento de raízes aproveitando descontinuidades formadas pelo falhamento, causando a abertura desses planos e possibilitando a percolação e sedimentação de finos. Na figura 4.12 é possível observar um plano (possivelmente de movimento) preenchido por uma raiz e onde se depositaram argilas. As falhas e os rejeitos visíveis neste afloramento serão descritos com mais pormenor em 4.2, subcapítulo referente à caracterização da falha de Carcavai.

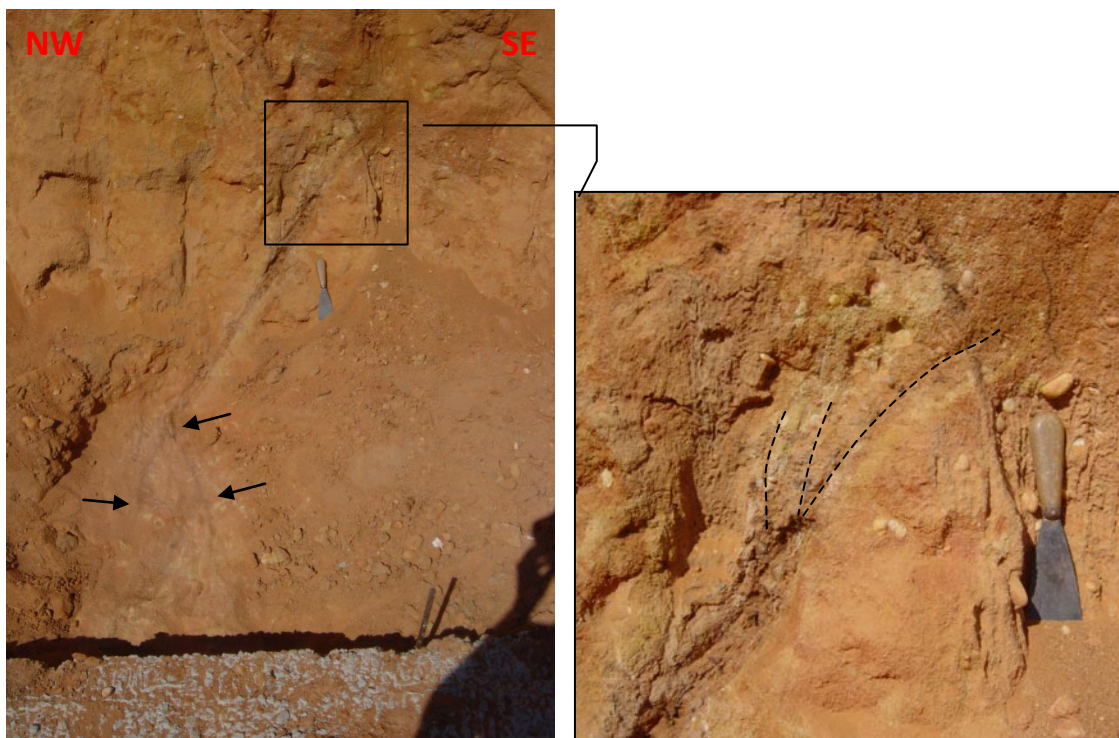


Figura 4.13 – Aspecto do filão 12, onde é possível visualizar a diminuição da sua espessura para baixo, ramificando-se em vários veios argilosos (setas), assim como a sua terminação superior em cunha, com pequenas fracturas associadas (a tracejado). A ramificação localizada à direita na fotografia parece prolongar-se e interceptar o filão 11.

AF f) (Barros de Almancil)

Filões 13 e 14

Neste local foram identificados dois filões detríticos (Figura 4.14). De NE para SW observa-se uma estrutura com 8 cm de espessura e orientação N85°E, 70°N (filão 13), e outra mais fina, com cerca de 4 cm de espessura e orientação E-W, 70°N (filão 14). Apresentam no seu interior planos estriados de atitudes N75°E, 65°N com estrias de *pitch* 90°, e N85°E, 70°N com estrias de *pitch* 85°E, respectivamente. Ambas consistem em corpos essencialmente argilosos contendo uma quantidade apreciável de fracção arenosa, embora o segundo filão referido se apresente notoriamente enriquecido em areia.

Trata-se de duas estruturas interessantes pois reúnem características particulares, uma vez que é possível visualizar o seu limite superior, visto não se estenderem até à superfície, parecendo também causar um rejeito vertical no sedimento encaixante. O seu limite superior é muito difuso, não sendo visível uma

variação litológica brusca como é observável na relação lateral entre a estrutura e o sedimento encaixante. Esta passagem dá-se através de um enriquecimento gradual no conteúdo arenoso e uma consequente perda de expressão da sua componente mais fina. O material que se encontra acima desta estrutura é indiferenciável do encaixante e não parece apresentar indícios de deformação.

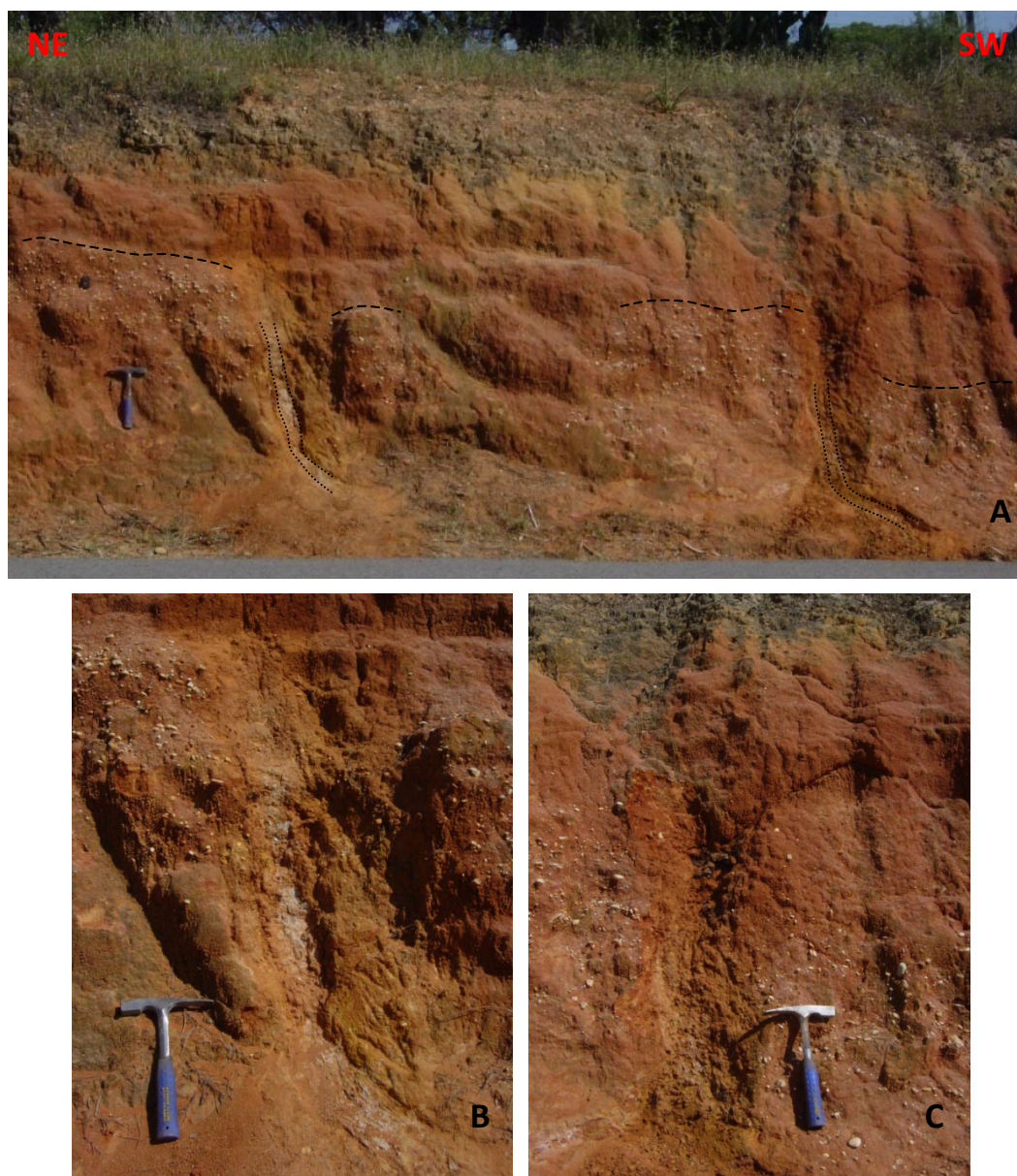


Figura 4.14 – Afloramento e). A- Aspecto geral do afloramento onde se observam os filões 13 e 14 (delimitados a ponteados) aparentemente rejeitando níveis grosseiros irregulares (a tracejado). Os seixos parecem mergulhar na direcção dos filões, junto ao contacto com estes; B- Filão 13; C- Filão 14. É observável o limite superior dos filões de característica difusa, com enriquecimento em areia.

Os rejeitos referidos foram observados num nível de seixos siliciosos e mostram um deslocamento vertical provável de cerca de 20cm e 30 cm cada. Note-se, contudo,

que estes rejeitos são incertos, pois os seixos não estão dispostos segundo níveis regulares mas na forma de aglomerados ou bolsadas. De qualquer modo a presença dos filões parece ter influência na disposição dos clastos grosseiros visto estes aparentemente mergulharem no sentido das referidas estruturas.

AF g) (zona de Pereiras)

Filão 15

O filão presente neste afloramento tem direcção geral N-S e apresenta uma geometria particular. Na base do afloramento constitui um dique de 7 cm de espessura e tem inclinação de 75°W. Para o topo estreita-se atingindo cerca de 2 cm e volta a alargar-se para 5 cm. A partir do ponto onde se observa o estreitamento o filão varia a sua inclinação para cerca de 80°E. É constituído por uma mistura de areia e sedimentos finos onde claramente domina a presença de finos (Figura 4.15). Ao lado desta estrutura existem diversas diaclases, muitas exibindo uma direcção paralela ao filão, estando o afloramento de uma forma geral muito fracturado.



Figura 4.15 – Afloramento g), onde se observam várias diaclases (setas) e um filão detrítico (delimitado a ponteados).

4.1.3-Caracterização microscópica dos filões

Procedeu-se à recolha de amostras orientadas dos filões detríticos estudados, para a elaboração de lâminas delgadas. Com este procedimento pretendeu-se efectuar uma caracterização micro-estrutural do interior dos filões visando a pesquisa de indícios de transporte das partículas sedimentares, através da identificação de algum *fabric* particular, gerado pela presença de planos de movimento mais ou menos penetrativos e/ou de grãos minerais reorientados.

Esta amostragem foi efectuada segundo o método descrito por Angelucci (2003) para recolha de amostras de sedimentos para análise micromorfológica, onde se salientam os procedimentos seguintes.

O local da amostragem deve ser cuidadosamente seleccionado pois é necessário que a amostra contenha as estruturas que se pretendem observar. A própria recolha do material deve ser feita de forma a preservar a integridade das estruturas presentes. A amostragem pode ser feita com o auxílio de uma caixa, cravando-a contra a parede do afloramento, ficando o material automaticamente armazenado. Este procedimento não funciona com todo o tipo de sedimentos, pois em materiais mais consolidados é difícil inserir a caixa. Nestes casos é necessário limpar o espaço envolvente ao pedaço a ser amostrado, ficando um “tijolo” de sedimento. Para retirar basta inserir a caixa e com a ajuda de uma espátula soltar a amostra. Se o material se apresenta muito coeso, sem o risco de se fragmentar, a amostra pode ser retirada à mão e embrulhada em papel. Antes de se recolher e armazenar, a amostra deve ser orientada e deve assinalar-se a secção que se pretende observar. O próximo passo é a impregnação com resina em laboratório de forma a consolidar o material e efectuar o corte da lâmina.

A amostragem referida foi realizada sobre os filões 1, 2, 6 e 13 que evidenciam, quer em amostra de mão quer em lâmina delgada, uma clara deformação. Para comparação foi também preparada uma lâmina delgada das areias da Formação do Ludo, no afloramento d), aparentemente não deformadas.

A observação das “taliscas” (Figura 4.16) de onde foram realizadas as lâminas revela um aspecto semelhante ao de alguns filões em afloramento, de onde

sobressaem faixas mais arenosas alternadas ou contidas no seio de um corpo de granularidade mais fina. De uma forma geral apresentam-se muito recortadas por finos filonetes ferruginosos, que se destacam pela sua cor vermelha. Trata-se de um sistema de veios ricos em óxidos de ferro com traçado sinuoso ou rectilíneo, que se entrecruzam formando assim uma malha anastomosada a rodear o sedimento, ora argiloso, ora arenoso. É também observável nas “taliscas” uma orientação preferencial evidenciada pelos grãos alongados.



Figura 4.16 – Aspecto das “taliscas” de onde foi realizado o corte para a confecção de lâminas delgadas, exibindo deformação do *fabric* sedimentar original. A- Filão 1; B- Filão 2.

Na figura 4.17 observa-se uma secção em lâmina delgada de areias da Formação do Ludo, envolventes dos filões, onde é visível uma areia essencialmente quártzica com matriz argilosa, moderadamente calibrada, cuja estrutura é principalmente suportada pelos grãos. Composicionalmente exhibe também algum feldspato, não observável na lâmina efectuada mas cuja presença é clara em afloramento.

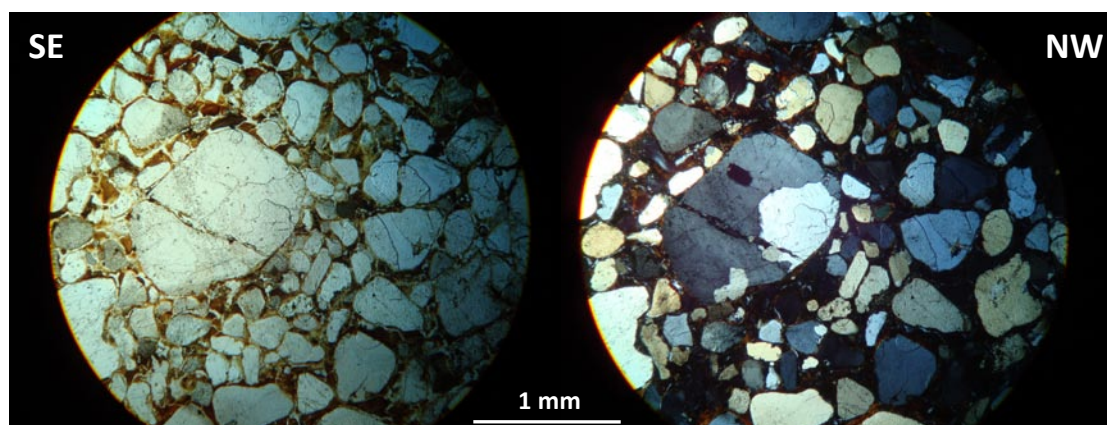


Figura 4.17 – Aspecto das areias da Formação do Ludo do afloramento **d**, em lâmina delgada, exibindo uma areia rica em quartzo com matriz argilosa (luz normal e luz polarizada).

As figuras 4.18 a 4.23 representam os filões amostrados e correspondem a secções verticais, transversais à direcção das estruturas, mostrando um cenário distinto daquele observado para as areias encaixantes. Composicionalmente todos eles são semelhantes entre si e ao sedimento encaixante, constituídos essencialmente por grãos de quartzo, algum feldspato e uma matriz argilosa. No entanto, nos filões nota-se um significativo aumento de importância da matriz, que constitui aqui o suporte da estrutura do sedimento. O filão 6 corresponde a um caso intermédio, onde os clastos assumem ainda um papel importante no suporte, mas que, por vezes, é substituído nesta função por um aumento da concentração da fracção fina.

Os filões 1 e 2 são os que parecem evidenciar uma maior deformação, com uma reorientação dos minerais muito pronunciada. É bem visível o cortejo de veios avermelhados, formados pela percolação de fluidos ricos em ferro, que muitas vezes se bifurcam, contornam minerais e voltam a encontrar-se ou seguem percursos distintos. Esta geometria dos veios ferruginosos verifica-se quer de baixo para cima como de cima para baixo. A sua orientação espacial é a mesma dos grãos alongados, levando a crer que toda a estrutura se tenha formado por um processo de transporte unidireccional.

Os filões 6 e 13 apresentam também indícios de deformação embora de forma menos intensa, evidenciando uma tendência na orientação dos minerais. No filão 6 esta orientação é próxima da vertical, apresentando uma inclinação semelhante à da estrutura em afloramento. No entanto o filão 13 apresenta uma menor coerência na

orientação dos grãos, com alguns deles a tenderem para uma posição mais próxima da horizontal do que da vertical. Este facto pode estar associado ao local no interior do filão que é representado na lâmina, pois a amostra foi recolhida junto ao seu limite superior, onde o filão se torna mais arenoso e se confunde com o sedimento encaixante.

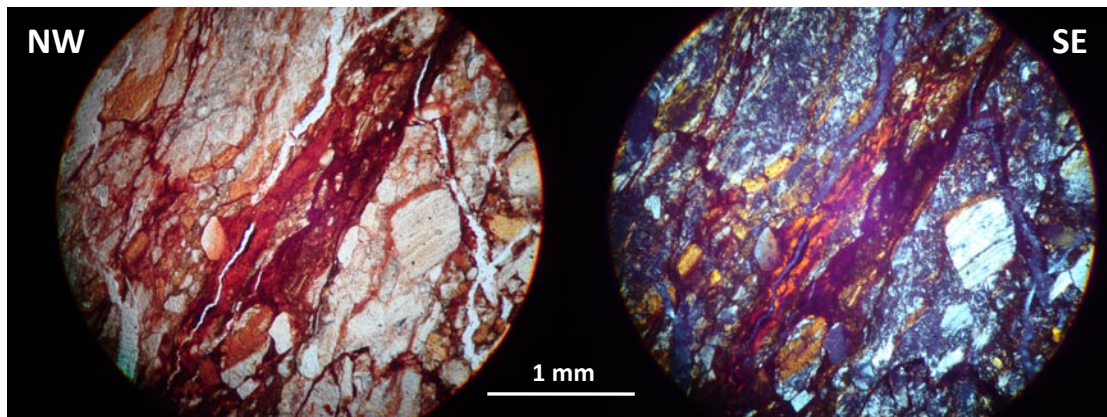


Figura 4.18 – Secção transversal do filão 1 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

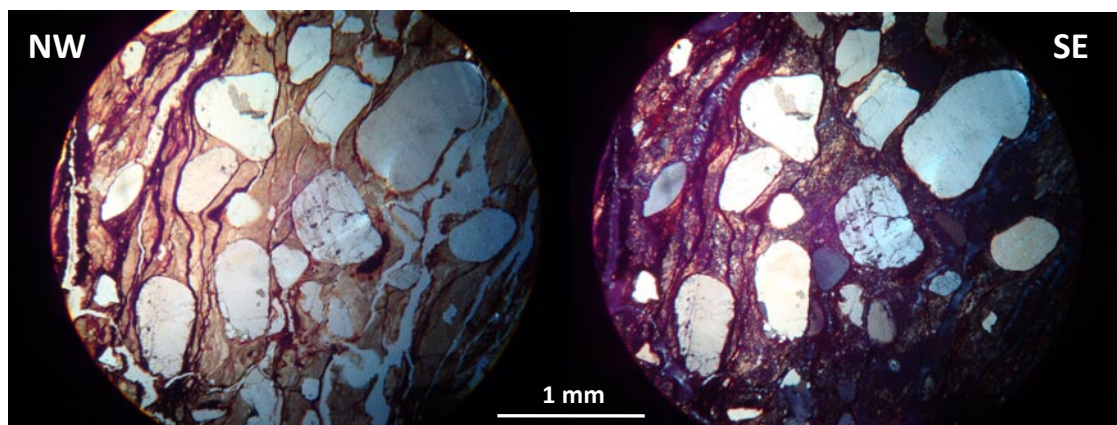


Figura 4.19 – Secção transversal do filão 1 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

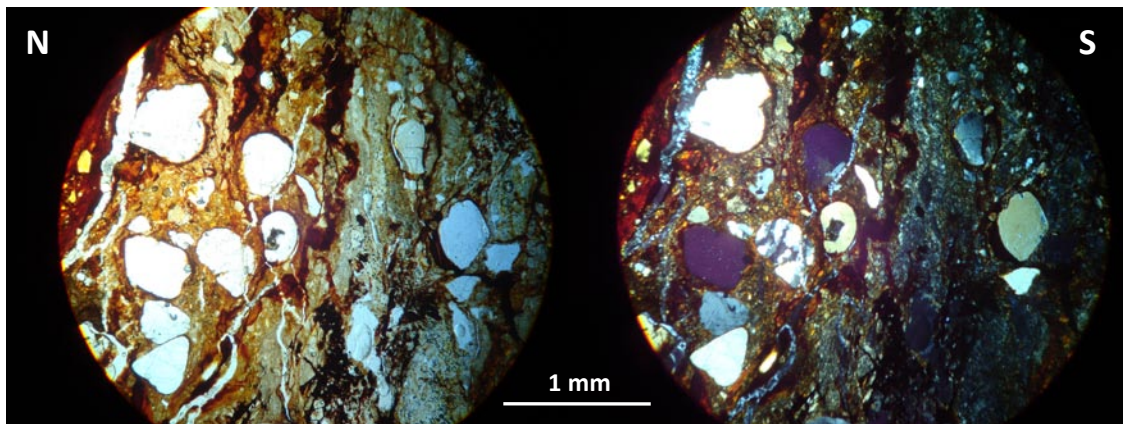


Figura 4.20 – Secção transversal do filão 2 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

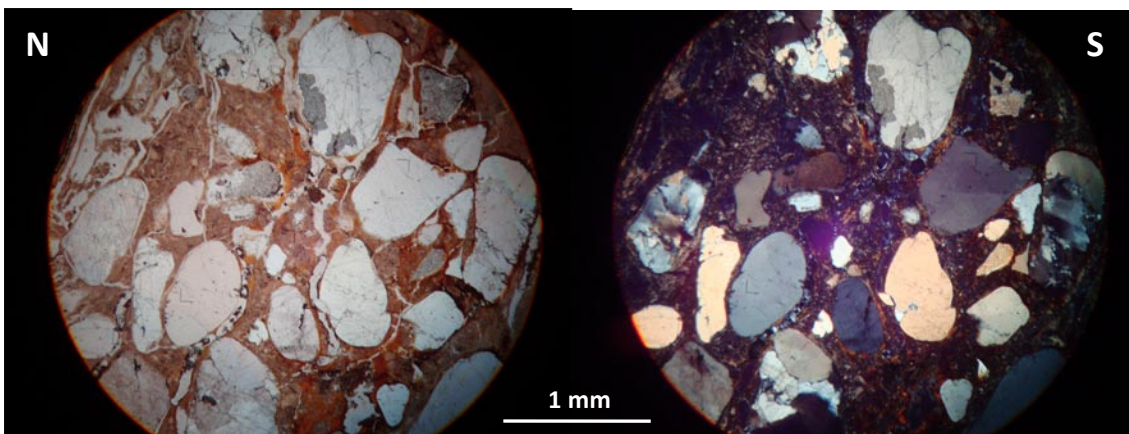


Figura 4.21 – Secção transversal do filão 2 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

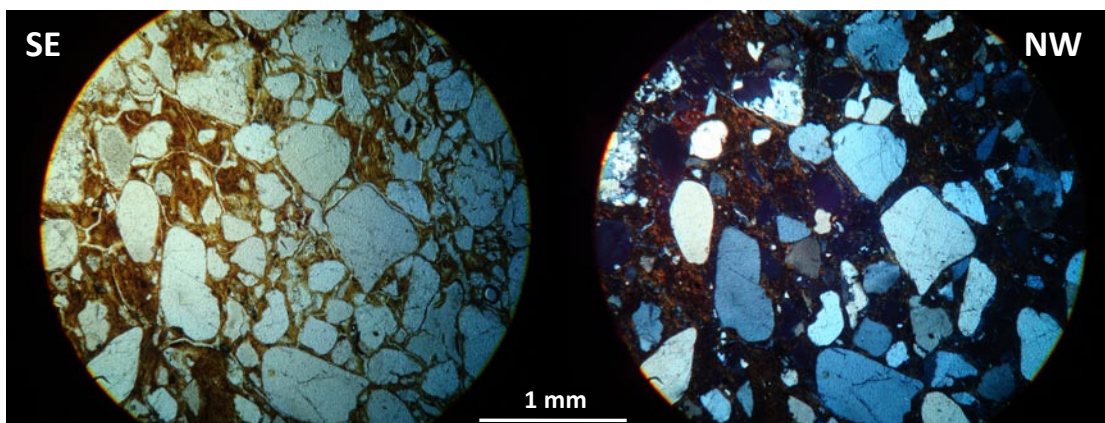


Figura 4.22 – Secção transversal do filão 6 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

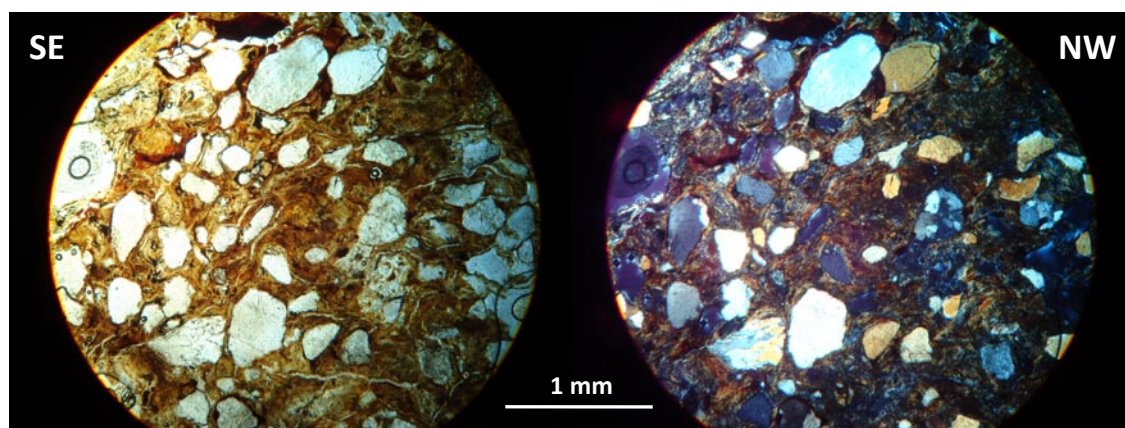


Figura 4.23 – Secção transversal do filão 13 em lâmina delgada (luz normal e luz polarizada).

4.1.4-Tratamento laboratorial de amostras

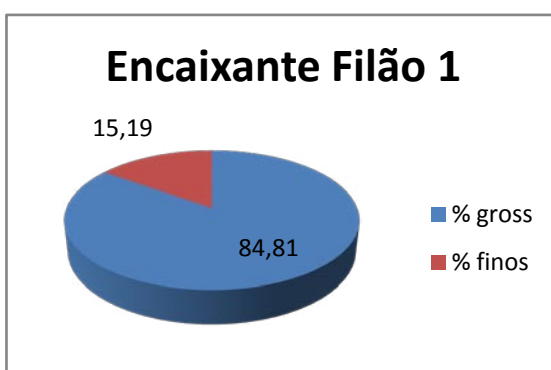
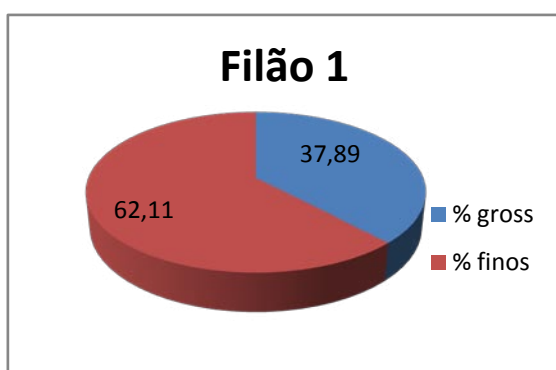
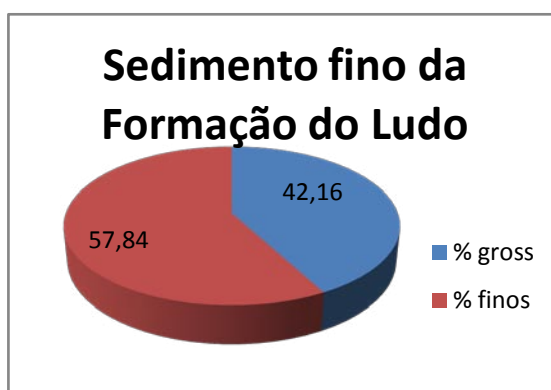
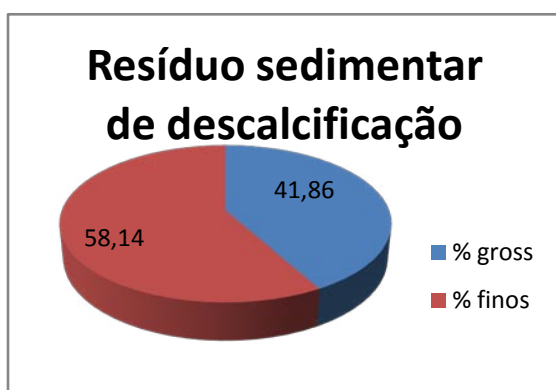
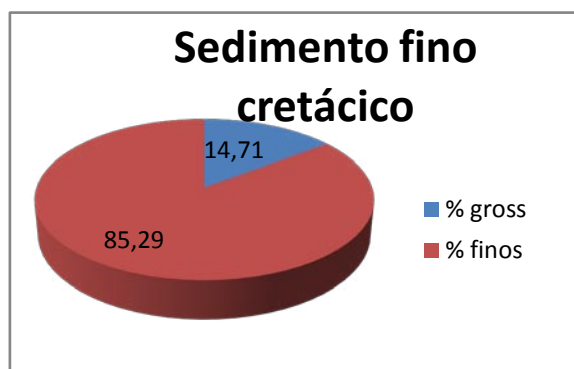
Foram recolhidas no campo amostras de três filões detríticos assim como dos sedimentos encaixantes, pertencentes às Areias de Quarteira (Formação do Ludo). Na zona da amostragem estes depósitos assentam sobre litologias de idade cretácica, tendo-se assim realizado uma amostragem de sedimentos argilosos cretácicos aflorantes num local próximo da localização dos filões amostrados. Foram também recolhidas duas amostras na zona de Almansil, em níveis estratigraficamente inferiores àqueles onde ocorrem os filões detríticos. Uma das amostras corresponde a umas argilas arenosas de tons amarelados que se encontram junto ao contacto entre areias da Formação do Ludo e litologias jurássicas, aparentemente correspondentes à descalcificação das rochas carbonatadas mesozóicas. A outra amostra foi recolhida no mesmo local e corresponde a um nível da Formação do Ludo de granulometria mais fina.

Com o objectivo de comparar os sedimentos dos filões com possíveis unidades fonte e com as areias encaixantes, as amostras recolhidas (não orientadas) foram submetidas ao seguinte tratamento laboratorial:

- Granulometria de finos (< 63 μm) e grosseiros (> 63 μm)
- Calcimetria
- Difracção Raios-X

4.1.4.1-Granulometria

A primeira parte do procedimento laboratorial consistiu na separação dos sedimentos finos e grosseiros. Os resultados encontram-se expostos na figura 4.24.



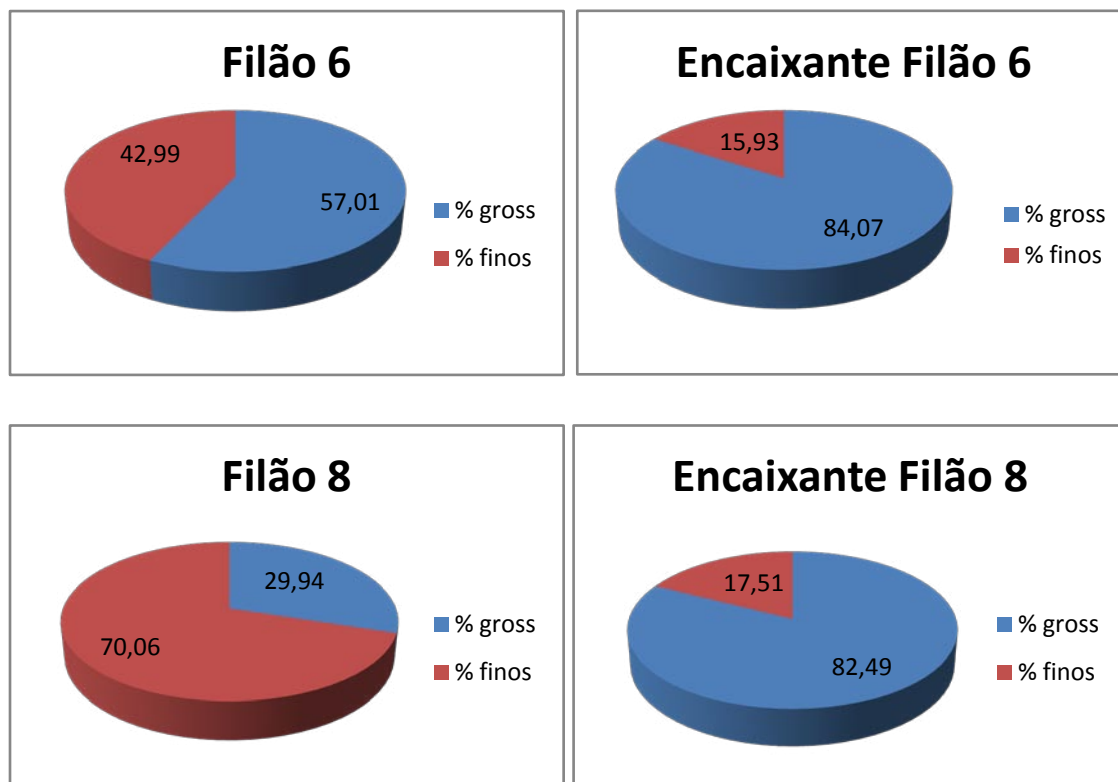


Figura 4.24 – Percentagem de sedimentos finos e grosseiros em cada amostra

Granulometria de finos (< 63 μm)

Este procedimento consistiu na separação da fracção fina do sedimento por classes dimensionais, tornando possível a quantificação de siltes e argilas. Essa separação foi feita através de difracção a laser com a utilização de um aparelho desenvolvido pela *Malvern Instruments*, o *Mastersizer 2000E* (Figura 4.25), que quantifica o tamanho e abundância das partículas em determinada amostra.

O processamento dos resultados (tabela 1) foi feito através de *software* próprio do aparelho.

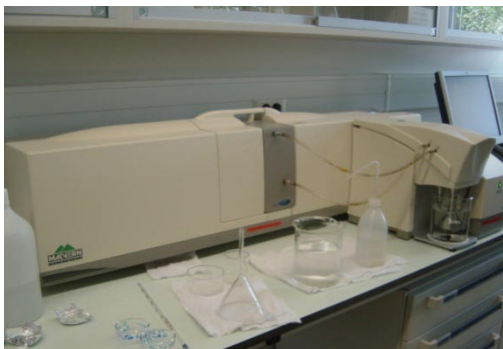


Figura 4.25 – Mastersizer 2000E.

	Sed fino cret	Residuo sed desc	Sed finos Fm Ludo	F1	Enc F1	Enc F6	F6	Enc F8	F8
32.00µm-63.00µm (%)	2,13	8,68	12,83	12,44	5,82	5,17	6,65	7,31	3,78
16.00µm-32.00µm (%)	7,65	8,80	11,05	11,53	15,90	9,45	17,44	9,38	16,80
8.00µm-16.00µm (%)	19,48	12,61	12,86	8,77	19,02	14,48	17,94	12,31	20,56
4.00µm-8.00µm (%)	23,35	18,76	15,91	7,93	15,94	17,18	12,58	15,12	15,09
2.00µm-4.00µm (%)	17,35	19,24	14,32	7,24	12,51	16,64	11,70	14,55	13,26
4.00µm-63.00µm(%)	69,95	68,09	66,97	47,91	69,19	62,92	66,32	58,68	69,48
Total de siltes									
< 2.000 µm (%)	30,05	31,91	33,03	52,09	30,81	37,08	33,69	41,32	30,52
Total de argilas									
Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabela 1 – Resultados da granulometria da fracção fina. Percentagem de siltes e argilas.

Granulometria de grosseiros (> 63 µm)

Este processo foi realizado fazendo passar o material por diversos crivos, entre -3Φ (8 mm) e 4Φ (63 µm), com intervalos de 0,5Φ. Os resultados encontram-se expostos na tabela 2.

Φ Am	Sed fino cret (%)	Residuo sed desc (%)	Sed finos Fm Ludo (%)	F1 (%)	Enc F1 (%)	F6 (%)	Enc F6 (%)	F8 (%)	Enc F8 (%)
-3	0	0	8,47	0	0	7,04	0	0	0
-2,5	0	3,44	0	0	0	1,68	0	0	0
-2	0	0	0,77	0	5,70	0	0	4,72	0,33
-1,5	0	0,42	1,82	1,24	1,08	4,80	0,32	2,86	0
-1	0	0,47	2,04	5,68	2,05	4,80	0,88	5,65	1,14
-0,5	0,63	1,15	4,35	12,30	7,57	7,60	2,67	9,20	3,56
0	1,26	1,72	6,49	24,96	27,37	12,51	8,36	23,43	8,91
0,5	5,36	2,14	8,86	25,37	30,84	15,99	16,58	20,96	17,92
1	13,41	3,23	7,87	16,74	12,80	14,31	25,34	12,92	26,61
1,5	24,61	4,96	5,56	7,33	6,26	12,44	26,11	10,36	24,65
2	24,92	6,57	4,57	3,13	3,94	8,92	14,58	5,88	12,03
2,5	14,67	9,44	8,14	1,54	1,45	4,96	3,85	1,78	2,88
3	6,62	28,74	15,57	0,89	0,47	2,08	0,72	0,77	0,95
3,5	5,21	26,34	14,91	0,47	0,30	1,72	0,37	1,01	0,79
4	3,31	11,37	10,62	0,35	0,17	1,16	0,21	0,46	0,24
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabela 2 – Resultados da granulometria da fracção grosseira.

4.1.4.2-Calcimetry

Este ensaio permitiu-nos determinar a percentagem de carbonato no sedimento. Para a sua realização foi utilizado um aparelho próprio para o efeito, o calcímetro fabricado pela *Eijkelkamp* (Figura 4.26). O princípio em que se baseia este

método é relativamente simples, como passa a expor-se. O carbonato presente em determinada amostra é convertido em CO_2 através da reacção com o HCl adicionado. Como resultado da pressão exercida pelo CO_2 libertado, o nível da água contida nas buretas desce (empurrado pela pressão do gás), sendo que a variação do volume antes e depois de adicionado o HCl está directamente relacionada com o gás formado e, logo, com o conteúdo em carbonato da amostra. Seguiram-se os passos indicados no ficheiro de instruções.

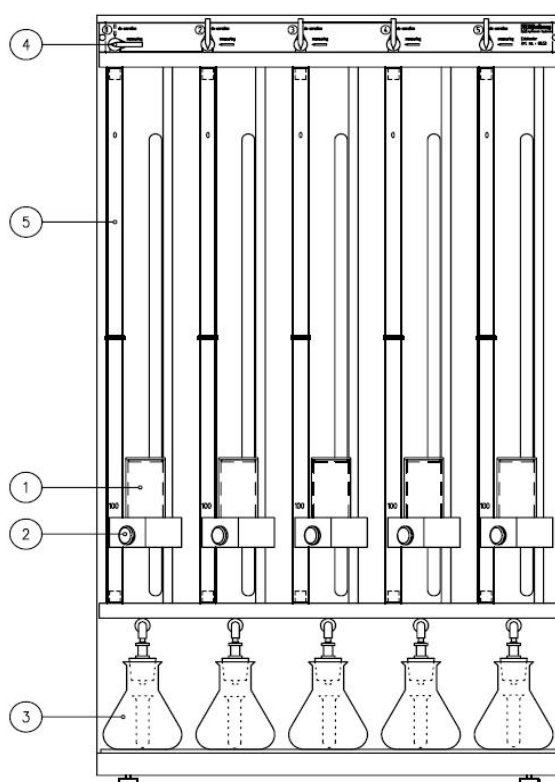


Figura 4.26 – Calcímetro. 1-copo; 2-botão, quando pressionado permite a movimentação do copo; 3-*erlenmeyer*, recipiente onde ocorre a reacção; 4-torneira; 5-bureta graduada com água no interior, onde se faz a leitura da variação do nível de água. Retirado de www.eijkelkamp.com.

A tabela 3 mostra os dados obtidos através da calcimetria, mostrando um conteúdo em carbonato muito baixo.

Amostras	% Carbonato
Sedimento fino cretácico	0,81
Resíduo sedimentar de descalcificação	0,02
Sedimentos finos da Formação do Ludo	0
Filão 1	0,06
Encaixante Filão 1	0,06
Filão 6	0,04
Encaixante Filão 6	0,06
Filão 8	0,06
Encaixante Filão 8	0,05

Tabela 3 – Resultados do ensaio de calcimetria.

4.1.4.3-Difracção de Raios-X

Quando um feixe de raios-x incide num mineral, constituído por uma rede cristalina bem definida, este é parcialmente transmitido, absorvido, refractado e difractado. A difracção do feixe dá-se de forma distinta para cada mineral, consoante o tipo e disposição dos átomos que compõem a rede cristalina.

A técnica de difracção de Raios-x é feita com um difractómetro de Raios-x (Figura 4.27). De uma forma geral este aparelho é composto por uma fonte de Raios-x, que faz passar os raios por um porta amostras, e um detector que recebe o sinal após os raios terem interceptado a amostra. Aqui o sinal é processado e transformado em contagens. O *scan* de Raios-x consiste em fazer variar o ângulo entre a fonte, a amostra e o detector a uma taxa controlada pré-definida (Flohr, in www.usgs.com). O resultado gráfico é um difractograma (Figuras 4.28 a 4.34).

Sabendo o ângulo a que se dá a difracção é possível determinar o espaçamento entre os planos de átomos que caracterizam a estrutura cristalina da amostra, através da aplicação da lei de Bragg:

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

onde n é um número inteiro, λ é o comprimento de onda do feixe (definido previamente), d é o espaçamento entre dois planos de átomos adjacentes (*d-spacing*) e θ é o ângulo de incidência.

Assim, sabendo o espaçamento entre os planos cristalográficos é possível identificar os minerais amostrados visto d ser característico de cada mineral.

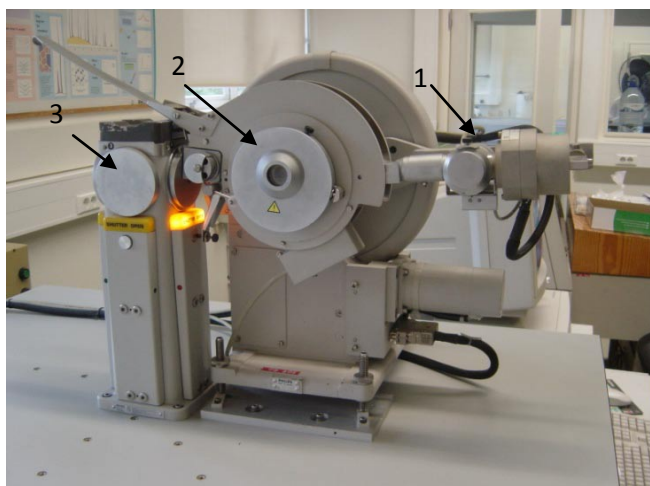


Figura 4.27 – Difractómetro de Raios-x. 1-Fonte; 2-Porta-amostras; 3-Detector.

De seguida são apresentados os dados da difracção em bruto tal como são apresentados pelo *software* do aparelho, em formato gráfico e numérico. Nos difractogramas, os picos representam o ângulo a que se deu difracção e a sua intensidade. A sua amplitude dá-nos uma estimativa qualitativa da concentração de determinado mineral numa amostra, e do seu grau de cristalinidade. As tabelas contêm os parâmetros associados a cada leitura do difractómetro. De destacar o *d-spacing* e o ângulo (*Angle*) que são os parâmetros necessários para identificar os minerais presentes e os correspondentes picos. Neste tipo de procedimento é usual recorrer-se a glicolagem ou queima do material para melhorar os resultados, pois pequenas alterações podem ocorrer devido à capacidade expansiva de algumas argilas. No presente estudo não foi feito qualquer tratamento prévio, pelo próprio objectivo do estudo que apenas pretende efectuar uma comparação entre os diferentes sedimentos, e também devido aos resultados obtidos, que revelaram associações minerais simples, de fácil identificação.

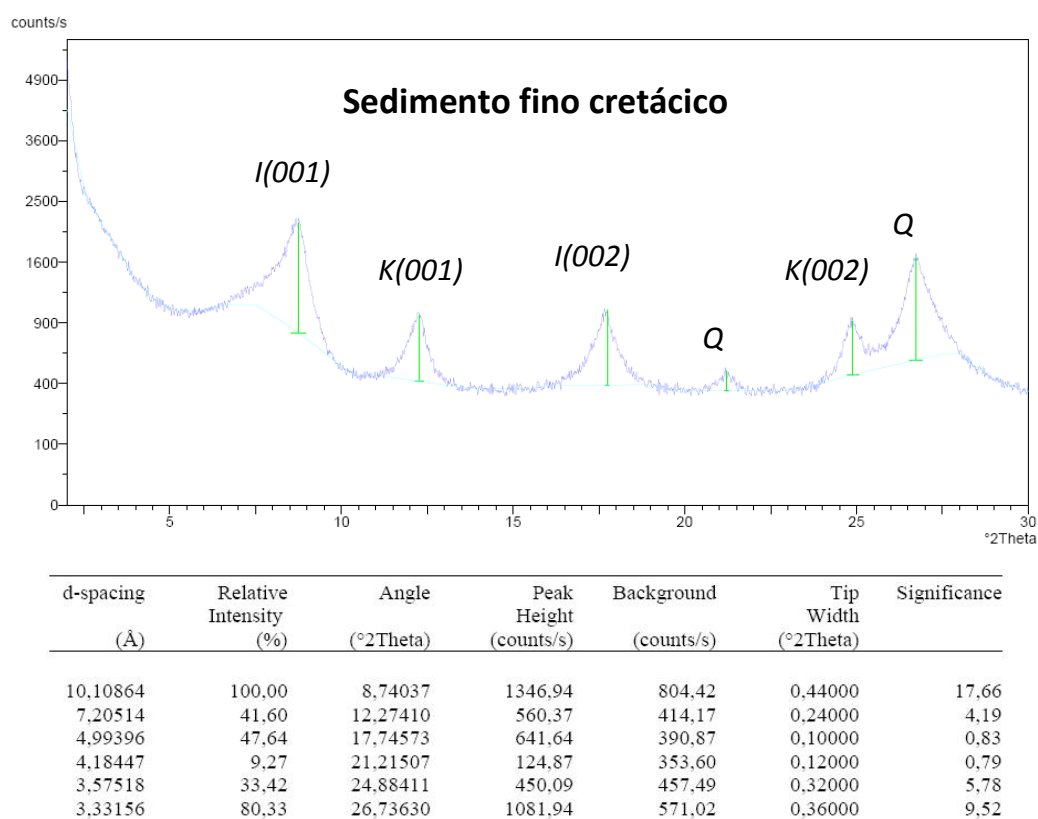


Figura 4.28 – Resultados da difracção de Raios-x para Sedimento fino cretácico. I-Illite; K-Caulinite; Q-Quartzo.

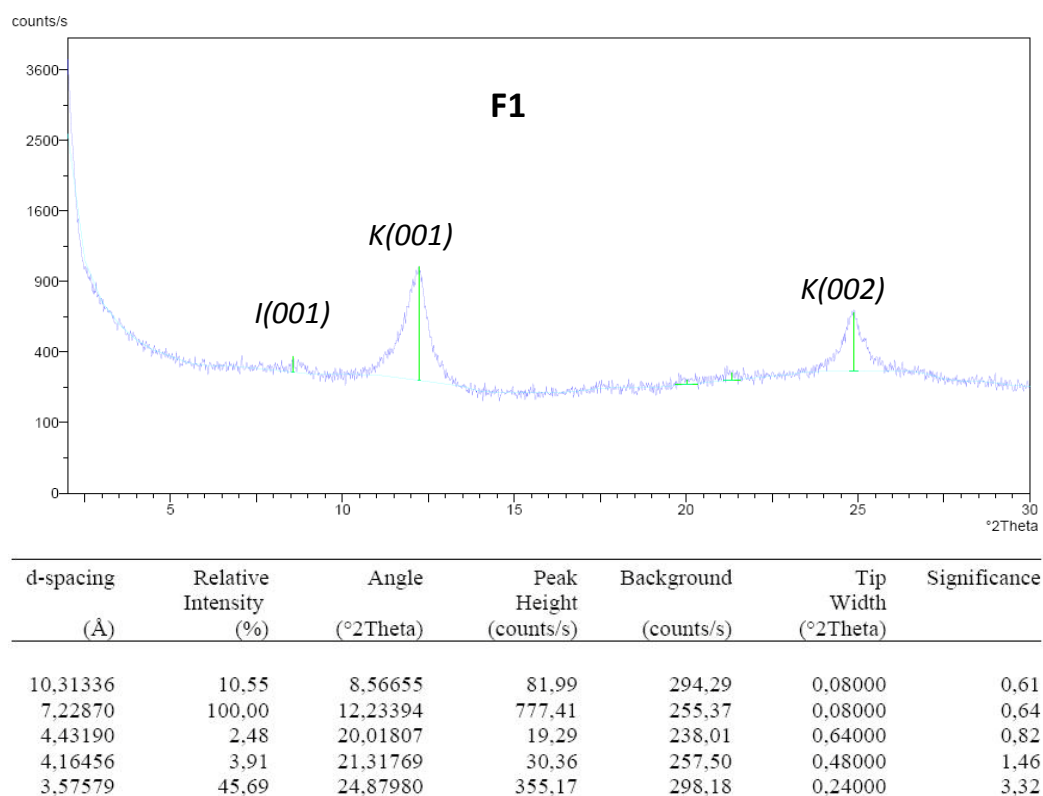
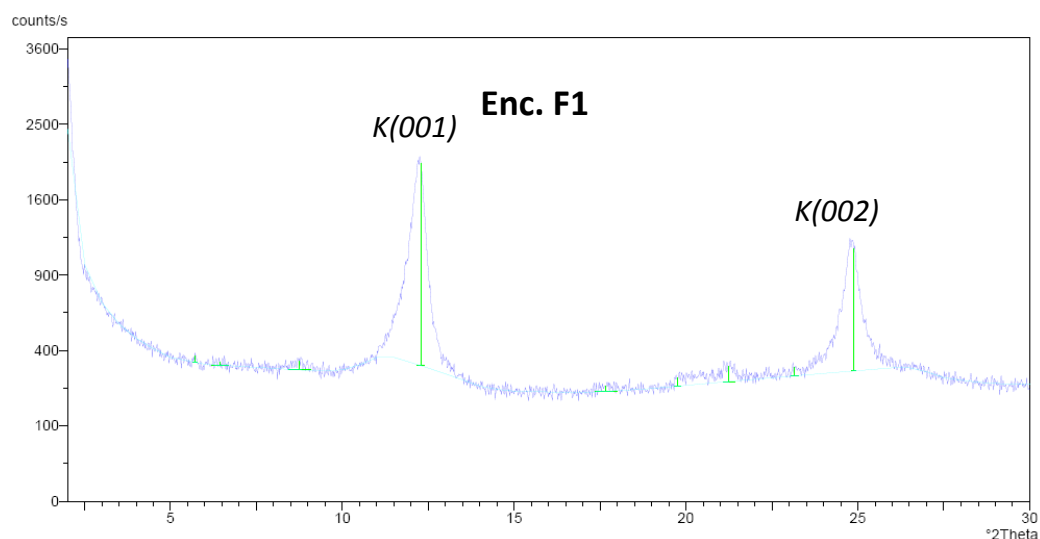
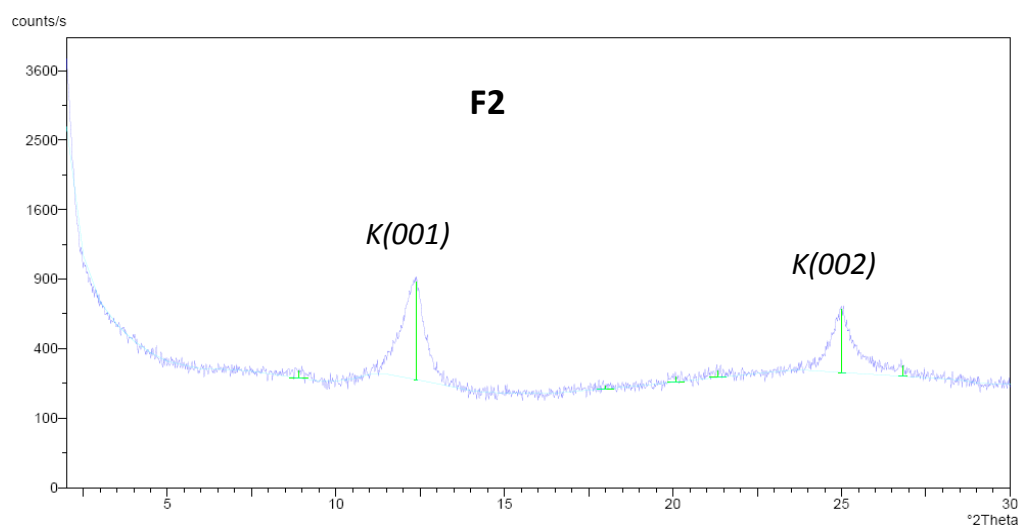


Figura 4.29 – Resultados da difracção de Raios-x para Filão 1. I-Illite; K-Caulinite



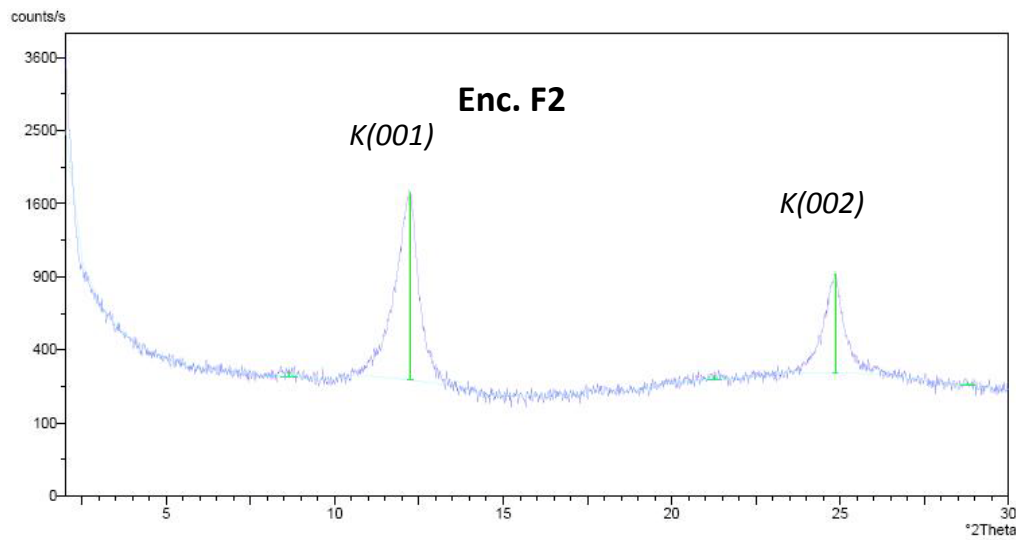
d-spacing (Å)	Relative Intensity (%)	Angle (°2Theta)	Peak Height (counts/s)	Background (counts/s)	Tip Width (°2Theta)	Significance
15,47112	1,82	5,70767	30,69	339,96	0,12000	0,66
13,68653	0,70	6,45264	11,80	325,49	0,48000	0,86
10,09575	2,35	8,75155	39,68	303,21	0,64000	1,44
7,19788	100,00	12,28652	1686,19	323,12	0,20000	9,95
5,01456	1,18	17,67222	19,92	212,55	0,64000	0,88
4,49179	2,16	19,74846	36,41	232,85	0,20000	0,82
4,17722	4,00	21,25234	67,51	252,07	0,32000	1,29
3,83739	2,17	23,15933	36,57	276,44	0,20000	0,62
3,57480	48,82	24,88682	823,20	298,52	0,12000	1,69

Figura 4.30 – Resultados da difração de Raios-x para Encaixante Filão 1. K-Caulinite.



d-spacing (Å)	Relative Intensity (%)	Angle (°2Theta)	Peak Height (counts/s)	Background (counts/s)	Tip Width (°2Theta)	Significance
9,93233	5,15	8,89583	32,82	248,69	0,56000	0,97
7,14650	100,00	12,37520	637,36	241,44	0,10000	0,71
4,92257	2,02	18,00519	12,86	202,71	0,48000	0,61
4,41501	3,12	20,09546	19,89	231,28	0,48000	0,73
4,16242	5,03	21,32880	32,04	251,11	0,48000	0,98
3,55747	60,14	25,01001	383,30	274,33	0,20000	2,28
3,32159	7,90	26,81804	50,38	256,53	0,24000	0,68

Figura 4.31 – Resultados da difracção de Raios-x para Filão 2. K-Caulinite.



d-spacing (Å)	Relative Intensity (%)	Angle (°2Theta)	Peak Height (counts/s)	Background (counts/s)	Tip Width (°2Theta)	Significance
10,23933	1,74	8,62860	25,54	265,12	0,48000	1,25
7,22728	100,00	12,23636	1469,47	251,59	0,14000	2,49
4,17061	1,14	21,28639	16,73	254,14	0,40000	0,61
3,57963	43,63	24,85269	641,18	284,34	0,12000	1,47
3,09740	0,71	28,79950	10,38	228,11	0,40000	0,82

Figura 4.32 – Resultados da difracção de Raios-x para Encaixante Filão 2. K-Caulinite.

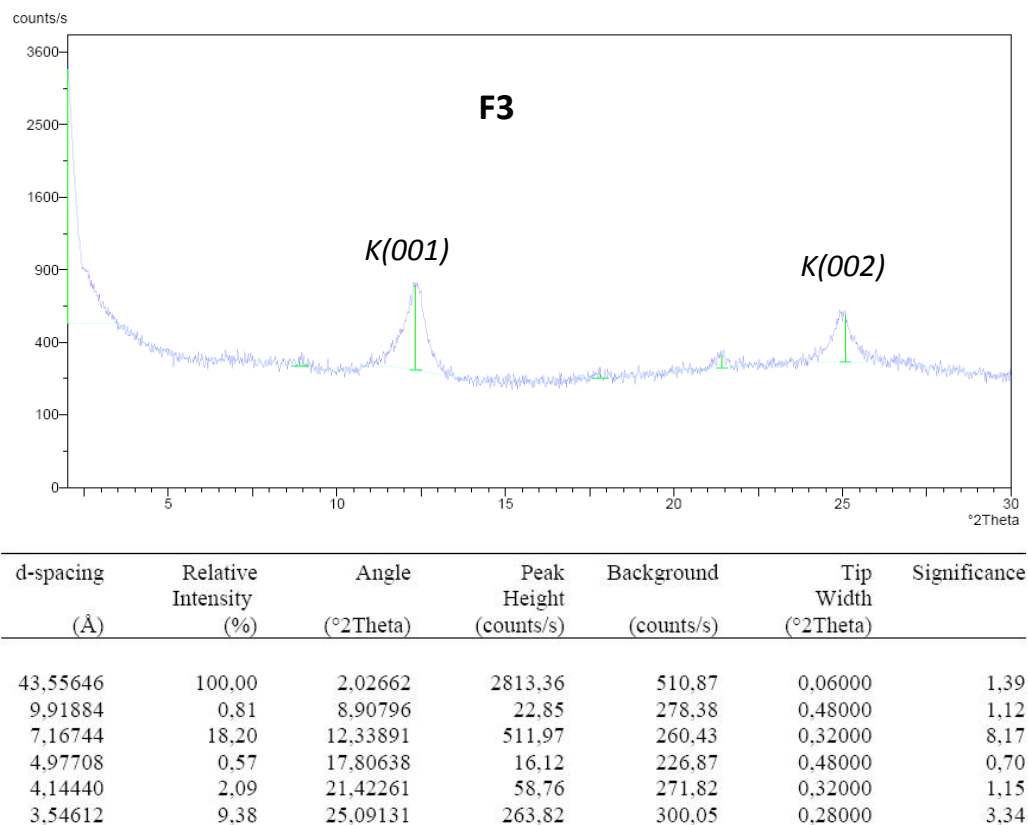


Figura 4.33 – Resultados da difracção de Raios-x para Filão 3.

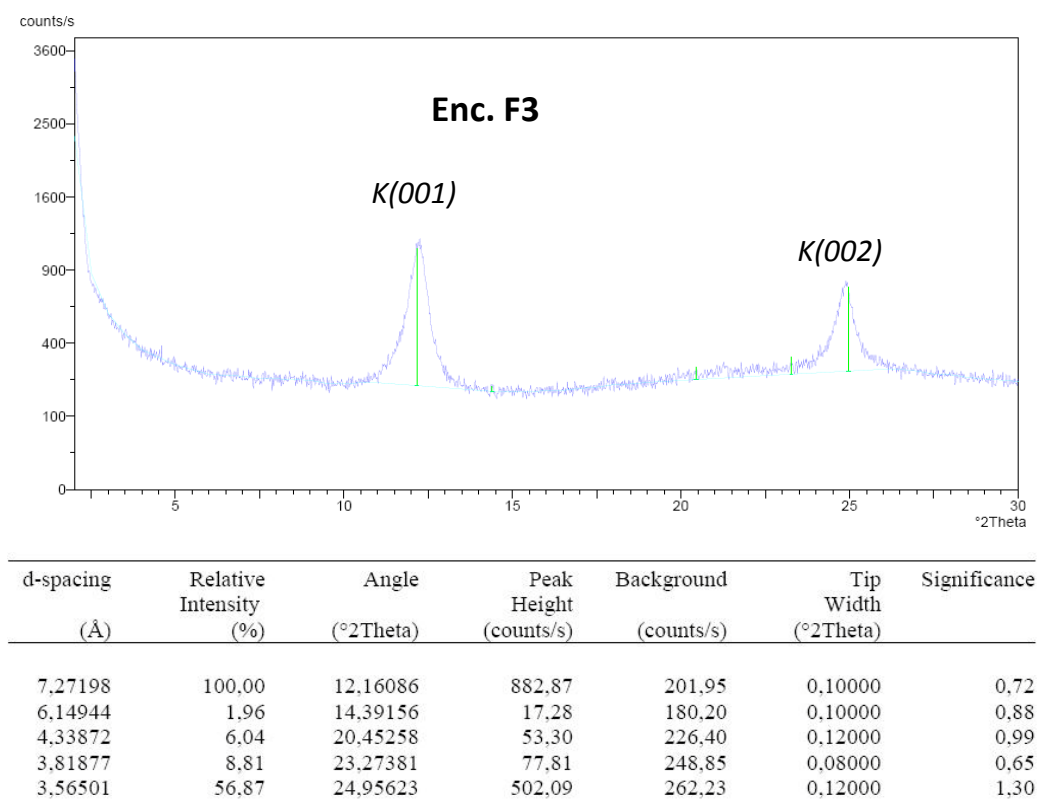


Figura 4.34 – Resultados da difracção de Raios-x para Encaixante Filão 3.

A análise dos dados adquiridos pela difracção de Raios-x revelou para as amostras submetidas a este método uma associação mineral argilosa simples, constituída por illite e caulinite. Na amostra Sedimento fino cretácico os diferentes picos relativos a estes dois minerais estão bem representados. A intensidade relativa ao plano 001 da illite parece indicar que este mineral apresenta a maior importância na totalidade da amostra. As restantes amostras são essencialmente constituídas por caulinite, sendo no entanto observáveis alguns picos de muito baixa intensidade correspondentes a vestígios de illite.

Foram também sujeitas a difracção de Raios-x as amostras Resíduo sedimentar de descalcificação e Sedimento fino da Formação do Ludo. No entanto, devido a problemas técnicos relacionados com o software do difractómetro, não é aqui possível expor os resultados de forma gráfica e numérica. A análise dos difractogramas (em papel) permitiu identificar um cortejo argiloso constituído por caulinite e illite, sendo o primeiro mineral mais representativo, para ambas as amostras.

4.2-A falha de Carcavai. Descrição de afloramentos

A falha do Carcavai é uma estrutura que até à data não foi inteiramente caracterizada e compreendida. Assim, no âmbito deste trabalho procedeu-se ao reconhecimento geológico e cartografia estrutural das áreas envolventes a este acidente tectónico, onde foram identificadas e caracterizadas estruturas potencialmente relacionadas com a movimentação na zona de falha, nomeadamente fracturas (falhas e diaclases), dobras, filões detríticos e sedimentos detríticos cuja génese lhe poderá estar associada.

Neste trabalho, cujo objectivo se centra na caracterização neotectónica da zona de falha de Carcavai, foi dada uma especial atenção à deformação verificada nas litologias mais recentes, de idade plio-quadernária segundo Moura e Boski (1999). Contudo, devido à escassez de afloramentos, à necessidade de compreender o comportamento da estrutura, e por esta apresentar maior extensão já em terrenos do Mesozóico, alguns dos afloramentos estudados e aqui descritos correspondem a litologias jurássicas e cretácicas, onde se observam evidências da existência da estrutura mas onde não é possível individualizar os deslocamentos mais recentes. A figura 4.35 mostra a localização das estações estudadas, referidas no presente trabalho, assim como a localização de perfis geológicos efectuados.

A falha de Carcavai, tal como Dias (2001) referiu, pode ser dividida em dois sectores distintos: o sector S, entre o vértice geodésico do Areeiro e Quarteira, e o sector N, entre S. Brás de Alportel e o vértice geodésico do Areeiro.

Sector Sul

Neste sector, que parece ser constituído por dois ramos que se unem na zona de Areeiro, a N, e provavelmente na plataforma continental, a S de Quarteira (*op. cit.*), a deformação associada à falha é essencialmente expressa por uma fracturação intensa a afectar as areias da Formação do Ludo, de idade plio-quadernária (Moura e Bosky, 1999), assim como pela ocorrência de estruturas interpretadas como paleossismos, sendo esta deformação importante do ponto de vista da neotectónica.

O ramo ocidental apresenta uma direcção constante NE-SW e parece ser em grande parte da sua extensão aproveitado como local de encaixe da ribeira de Carcavai, pois corresponde a uma faixa mais facilmente erodível devido à fracturação intensa do material rochoso. Este facto contribui para uma grande escassez de afloramentos junto ao seu traçado a S, pois estes encontram-se sob uma cobertura de material aluvial. Ainda assim observam-se várias estruturas associadas à zona de falha, muitas delas com implicações neotectónicas.

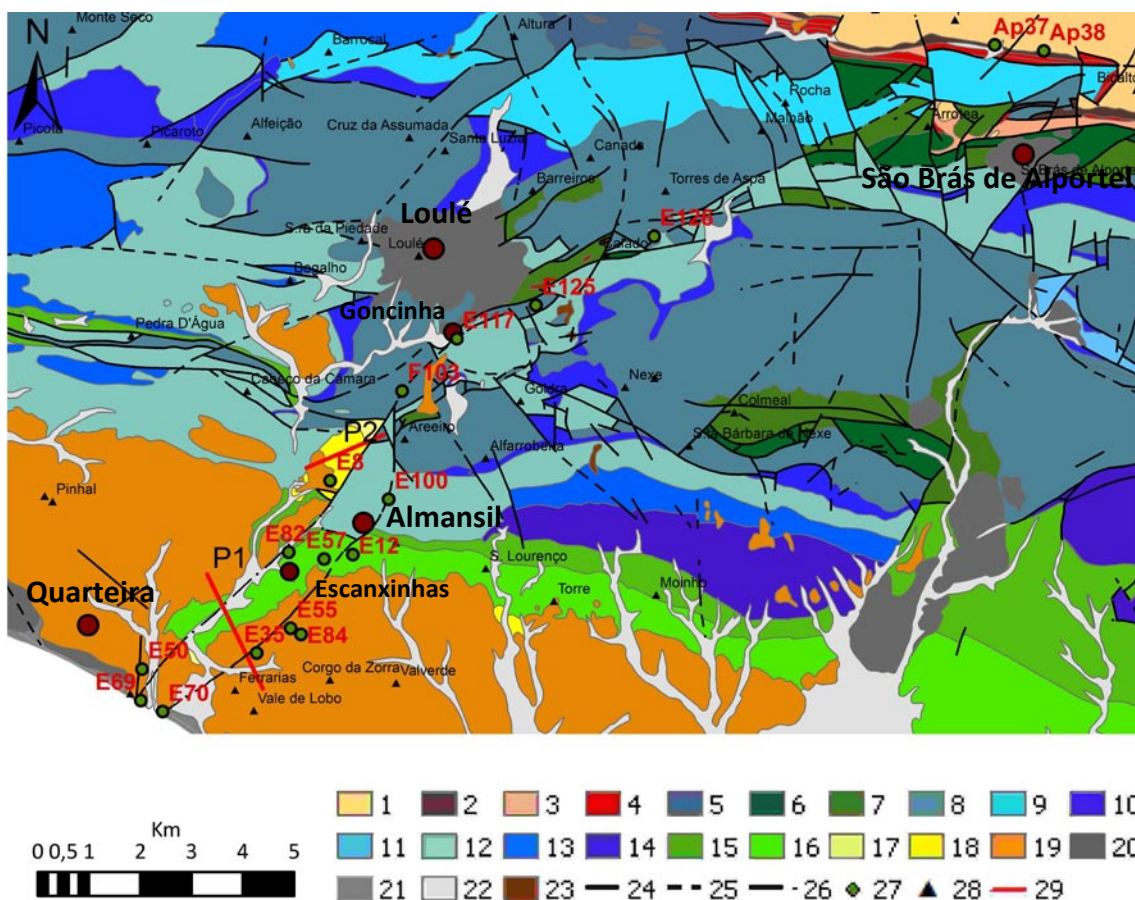


Figura 4.35 – Mapa geológico da zona de falha de Carcavai com a localização das estações e perfis geológicos referenciados no texto. Cartografia geológica adaptada de Manuppella *et al.* (1992 e 2007). 1- Paleozóico; 2- Triássico; 3 a 14- Jurássico; 15 e 16- Cretácico; 17 e 18- Miocénico; 19- Plio-Quaternário; 20 a 22- Quaternário; 23- Rochas vulcânicas; 24- Falha; 25- Falha provável; 26- Falha oculta; 27- Estação; 28- Vértice geodésico; 29- Perfil.

Nas arribas da praia do Forte Novo (Figura 4.35, E69) foi observada uma zona de intensa fracturação com planos cuja direcção varia de aproximadamente NNW-SSE a NNE-SSW (Dias, 2001), que podem corresponder à expressão na cobertura plio-quaternária da movimentação de uma macroestrutura em profundidade. Foram também identificadas duas falhas de direcção N23°E, 52°W, e N23°E, 55°W, sem ser possível verificar o seu rejeito devido à ausência de níveis de referência (*op. cit.*). Um

pouco para N, a cerca de 600 m de distância, na zona do parque de campismo de Quarteira observaram-se dois afloramentos semelhantes de areias plio-quaternárias que se apresentam muito fracturadas (fracturas sem rejeito aparente à escala mesoscópica), cuja direcção apresenta uma dispersão considerável, individualizando-se no entanto uma família de fracturas de direcção próxima de N-S, identificando-se também algumas orientadas aproximadamente E-W (Figuras 4.36 e 4.37).



Figura 4.36 – Aspecto geral das areias da Formação do Ludo no Parque de Campismo de Quarteira (E50), com abundantes fracturas (a tracejado).

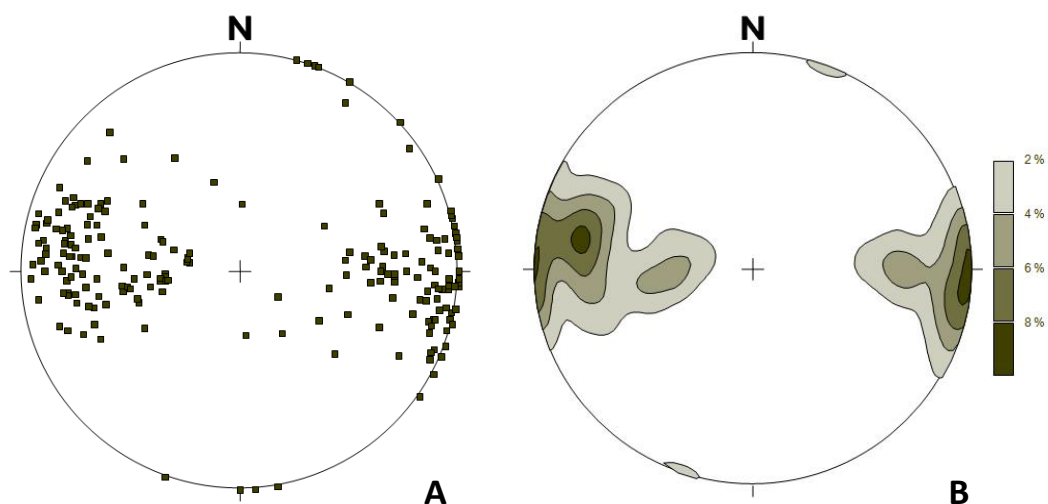


Figura 4.37 – Representação estereográfica dos planos de fractura (diaclases) medidos nas areias da Formação do Ludo, nas estações E50 e E69, localizadas na zona da praia do Forte Novo e parque de campismo de Quarteira (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A- Pólos dos planos de fractura; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de fractura.

Na zona a SW de Escanxinhas, a leste da ribeira de Carcavai, as areias da Formação do Ludo assentam sobre litologias cretácicas por uma superfície de inconformidade que se encontra aproximadamente à cota de 50 m. Na margem W da ribeira este limite é visível aproximadamente à cota de 30 m (Figura 4.38), evidenciando um desnível de cerca de 20 m.

Esta diferença de cotas poderá dever-se a movimentação neotectónica na zona de falha do Carcavai, representando a separação vertical ocorrida num período de tempo igual ou inferior à idade das areias afectadas. No entanto, e por se tratar principalmente de uma estrutura de desligamento, como indicam as estrias identificadas em planos de falha já descritos em trabalhos anteriores (Dias, 2001), este valor (20 m) pode encontrar-se longe do rejeito real causado pela actividade da falha, devendo por isso considerar-se como uma estimativa mínima do deslocamento na caracterização do seu potencial sismogénico.

A diferença de cotas verificada entre ambas as margens da ribeira poderá, contudo, não ter origem tectónica. Existe a possibilidade de estar associada a um paleorelevo desenvolvido nas litologias do Cretácico, sobre o qual se terão depositado os sedimentos que constituem a Formação do Ludo, e que terá evoluído posteriormente pela amplificação de um cripto-carso. De facto na mesma região, a N de Escanxinhas, observou-se um afloramento numa escavação efectuada no âmbito da construção de um condomínio de moradias, evidenciando a intensa carcificação que afecta as unidades cretácicas, com depressões e cavidades na rocha carbonatada que se encontram em parte preenchidas pelas areias plio-quadernárias.

Em Escanxinhas, a aproximadamente 300 m a E da Ribeira de Carcavai (Figura 4.35, E82), observou-se outro afloramento interessante onde se identificou um sedimento cretácico, a SE, contactando lateralmente e sobrepondo-se a areias plio-quadernárias, a NW (Figura 4.39). A unidade cretácica é composta por clastos de calcarenito e concreções carbonatadas, podendo corresponder a um horizonte de alteração desenvolvido sobre o substrato cretácico, nomeadamente a uma formação carbonatada muito afectada por calichificação.

O contacto entre os dois sedimentos dá-se segundo uma superfície um pouco irregular de direcção geral N40°E, 65 SE. Por vezes, junto ao encosto, observa-se uma

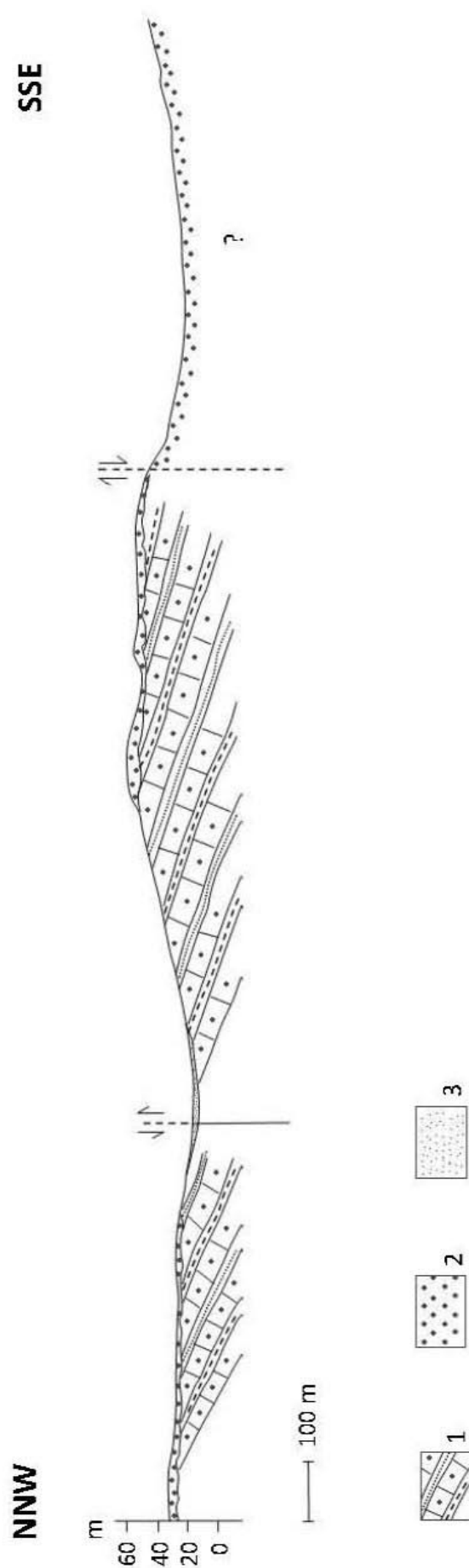


Figura 4.38 – Corte geológico (P1) efectuado sobre a região de Almarão/Ferrarias, a SW de Escanxinhas, evidenciando um resalto de aproximadamente 20 m da base da Formação do Ludo, de um lado para o outro da ribeira de Carcavai. Parece também existir uma falha localizada a SSE, onde afloram as areias plio-quaternárias abaixo da cota dos 20 m. 1- Litologias cretácicas; 2- areias da Formação do Ludo, de idade plio-quaternária (Moura e Boski, 1999); 3- Aluviões.

argila de cor acinzentada que parece corresponder ao resultado da descalcificação do calcário. A cerca de 5 a 10 cm do contacto, no interior da Formação do Ludo, observou-se também um plano de fractura de direcção N44°E, 62 SE que põe em contacto uma areia média arcósica de cor avermelhada com uma areia semelhante, de tons amarelados. Esta superfície poderá corresponder à estratificação no interior da unidade ou a um plano de movimento.

A irregularidade do contacto, assim com a aparente ausência de qualquer deformação na unidade cretácica sugere tratar-se de uma estrutura relacionada com o carso, cuja evolução em profundidade causou um abatimento da unidade estratigraficamente superior relativamente à unidade inferior.



Figura 4.39 – Contacto entre o Plio-Quaternário e o Cretácico (a tracejado), com o último sobre o primeiro, possivelmente associado ao desenvolvimento de um carso em profundidade. É também visível um plano no interior das areias plio-quaternárias que pode corresponder à estratificação ou a uma falha (setas).

A N, na região de Vale de Éguas (Figura 4.35, E8), imediatamente a W do traçado da falha, ocorrem litologias miocénicas pertencentes aos *Calcários de Galvanas* e *Conglomerados de Galvanas* (Figura 4.40), já descritos no capítulo 2. Apesar de não terem sido identificados durante este trabalho quaisquer indícios de deformação junto à falha nesta zona, devido à inexistência de afloramento, a

cartografia publicada (Manuppella, 2007) sugere que as litologias miocénicas contactam por falha a E com as unidades jurássicas. Assim, os sedimentos miocénicos poderão ter-se depositado junto à falha de Carcavai, como resultado da geração de uma escarpa e de uma bacia sedimentar associada à sua movimentação (Figura 4.41). A forte angulosidade apresentada pela maior parte dos clastos sugere um transporte curto, o que é compatível com a génese tectónica.



Figura 4.40 – Afloramento da estação E8 (Figura 4.35), localizado junto ao apeadeiro de caminhos-de-ferro de Vale de Éguas. A- Aspecto geral do afloramento onde se observa um depósito areno-conglomerático com matriz calcária, alterado, contendo alguns blocos de calcário de litologias jurássicas e cretácicas. Notar a carcificação desenvolvida sobre o sedimento, onde se depositaram areias da Formação do Ludo (a tracejado). B- Pormenor do afloramento com destaque para a presença de seixos siliciosos rolados juntamente com clastos angulosos de calcário (moeda de 50 cêntimos a servir de escala).

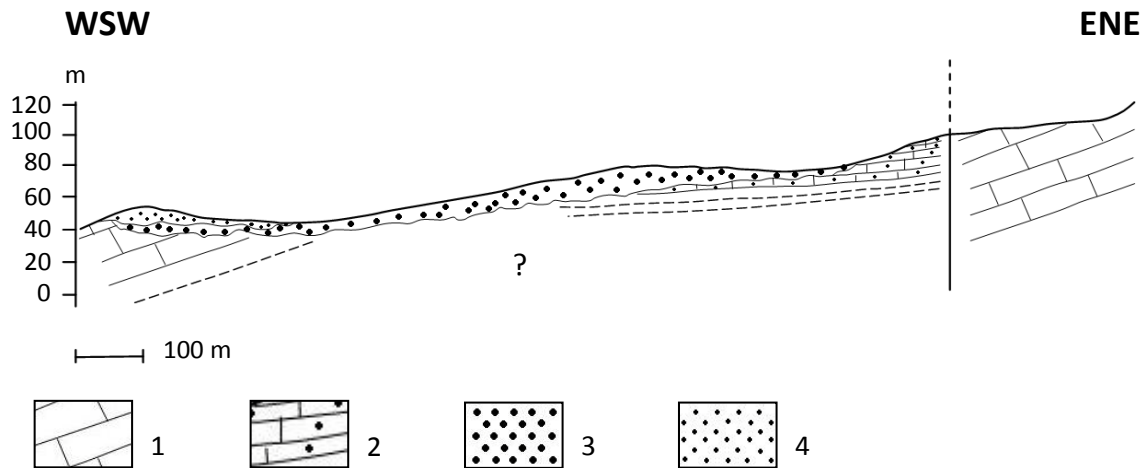


Figura 4.41 – Corte geológico (P2) na região de Vale de Éguas ilustrando o contacto por falha entre o Jurássico e o Miocénico. 1- Jurássico; 2- Miocénico (*Calcários de Galvanas*); 3- Miocénico (*Conglomerados de Galvanas*); 4- Plio-Quaternário.

O ramo oriental do sector sul da zona de falha de Carcavai apresenta uma direcção NE-SW até pouco a N de Almansil, onde muda de direcção para N-S e se une ao ramo ocidental (Figura 4.35). Na cobertura plio-quaternária é representado por uma faixa de deformação observável de forma descontínua desde a zona de Ferrarias até Figueiral. Essa deformação é expressa pela ocorrência de um diaclasamento importante, de microfalhas de geometria predominantemente inversa e de filões detríticos. Muitas das estruturas observadas apresentam orientações subparalelas à falha de Carcavai.

A S, na arriba da praia do Trafal (Figura 4.35, E70) os sedimentos da Formação do Ludo apresentam-se bastante fracturados, evidenciando principalmente diaclases, existindo no entanto alguns planos de cisalhamento de que se destaca um conjunto de direcção NNE-SSW a NE-SW (Dias, 2001) (Figura 4.42). Apenas foi possível observar um rejeito inverso de 6 cm, num plano orientado N2°W, 45°E (*op. cit.*).

Em Ferrarias ocorrem também vários afloramentos com potencial interesse neotectónico. A figura 4.43 mostra o diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de falha encontrados nesta região.

No afloramento onde foi descrito o Filão 2 (Figura 4.35, E35) observou-se uma falha de geometria inversa, com atitude N60°E, 55°SE causando um rejeito de 5 cm num nível grosseiro. Neste local a deformação é também evidenciada por uma

pequena dobra (Figura 4.44). O afloramento parece apresentar vários planos de falha associados a estas estruturas. Contudo, estes não se propagam até à superfície do afloramento, pois não perturbam o nível de referência.

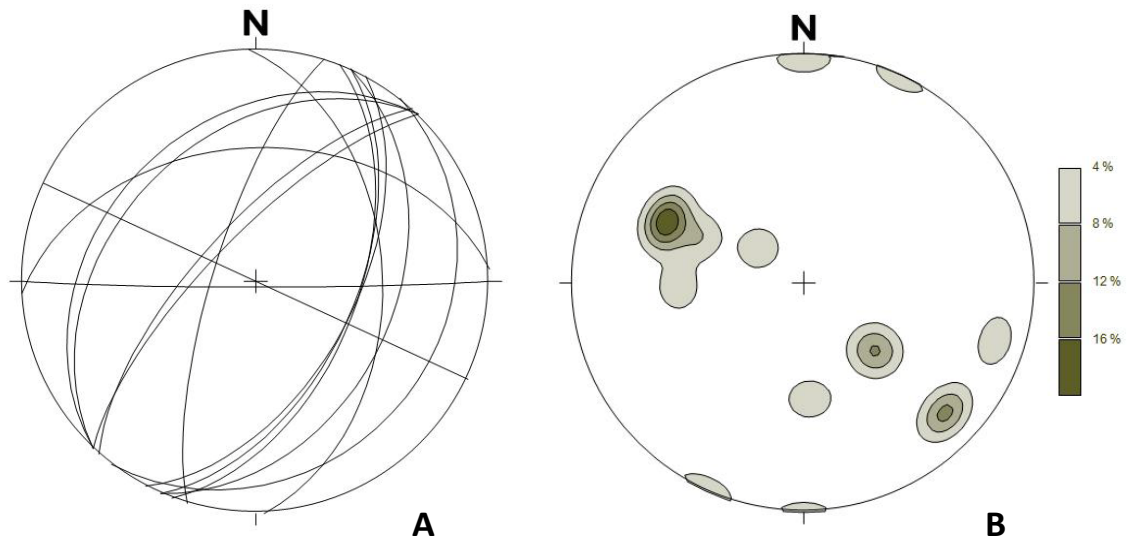


Figura 4.42 – Representação estereográfica dos planos de fractura medidos nas areias da Formação do Ludo, nas arribas da praia do Trafal (dados cedidos por Dias) (estação E70, Figura 4.35) (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A- Planos de falha; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de falha. n=14.

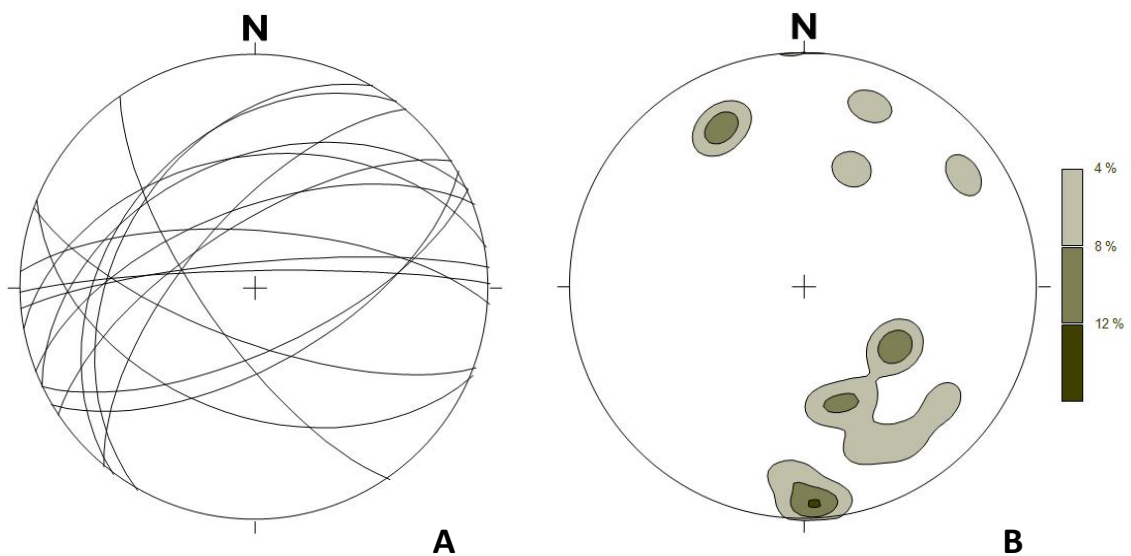


Figura 4.43 – Representação estereográfica dos planos de falha medidos nas areias da Formação do Ludo, na região de Ferrarias (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A- Planos de falha; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de falha. n=15.



Figura 4.44 – Afloramento em areias da Formação do Ludo, junto a Ferrarias, evidenciando uma microfalha com componente cinemática inversa e uma dobra. Observa-se um nível grosseiro, a tracejado, deformado. As linhas ponteadas delimitam blocos caídos.

Na mesma região, em Ferrarias, observou-se um dos afloramentos mais interessantes, pelas implicações neotectónicas evidentes. Trata-se de um afloramento já referido (Capítulo 4.1.1), onde ocorrem os filões 10, 11 e 12, correspondente à estação E55 (Figura 4.35). Aqui observa-se o maior rejeito encontrado na zona da falha de Carcavai a afectar as areias da Formação do Ludo, causando uma separação vertical de 1,80 m tomando como referência um nível que faz a separação entre uma areia média, arcósica (inferior), e uma areia grosseira de composição semelhante, rica em seixos (superior). Trata-se de um rejeito acumulado por três planos de movimento principais com geometria inversa, visíveis na parede SW do afloramento, causando subida relativa do bloco NW. Para além da separação vertical referida é também visível um arraste no sedimento evidenciado pela reorientação dos grãos grosseiros alongados, produzido pela movimentação.

De NW para SE observa-se (Figura 4.45):

- Um plano de atitude $N40^{\circ}E$, $66^{\circ}NW$, a causar um rejeito de 45 cm no nível de referência; parece juntar-se ao filão para o topo;
- Um plano de atitude $N65^{\circ}E$, $68^{\circ}N$ (materializado pelo filão 10), a causar um rejeito de 85 cm no nível de referência;
- Um plano de atitude $N30^{\circ}E$, $40^{\circ}N$ (materializado pelo filão 11), a causar no nível de referência um rejeito de cerca de 50 cm. Este valor é estimado em função da espessura geral do nível de seixos, visto a sua base se encontrar abaixo do nível do chão.

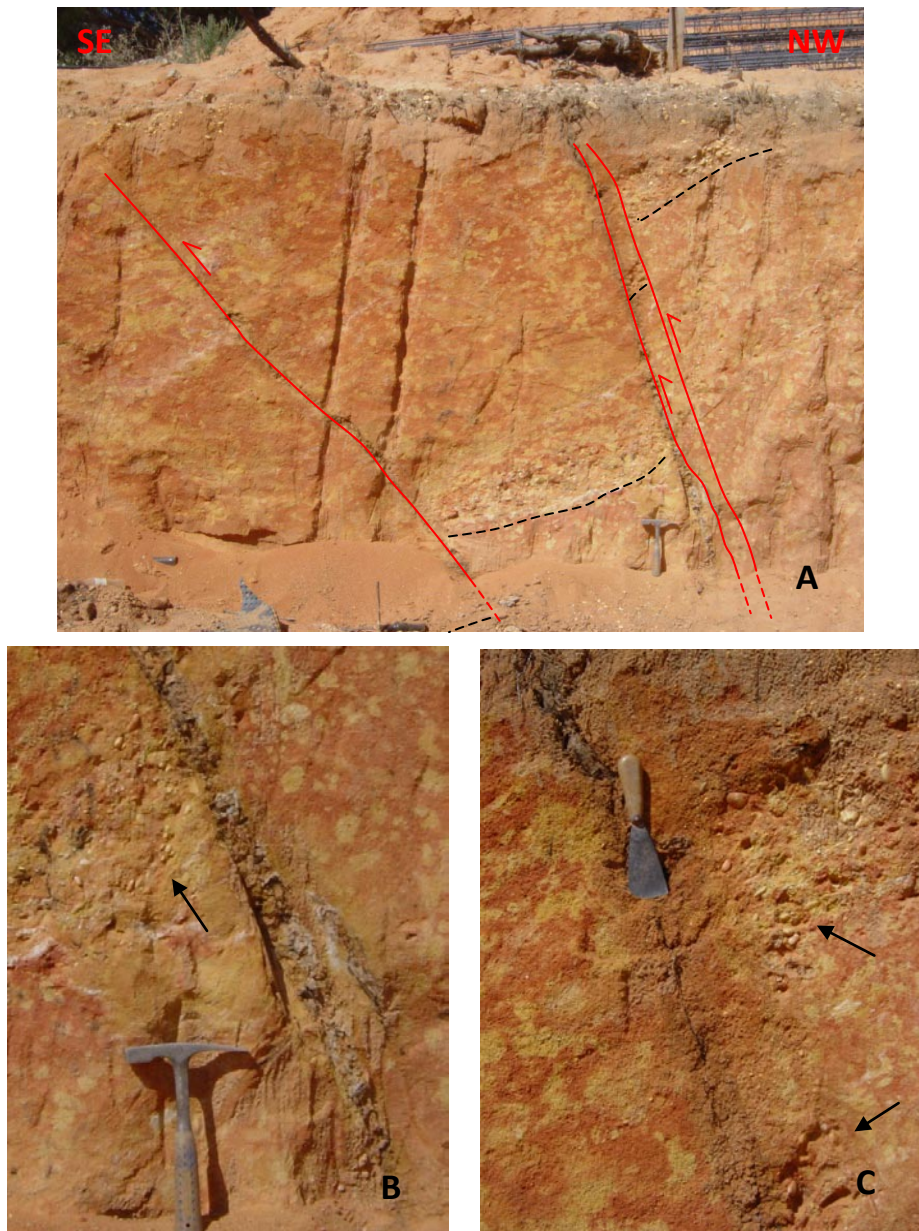


Figura 4.45 – Afloramento numa escavação em Ferrarias onde se observaram três planos de falha, dois deles materializados pelos filões 10 e 11. A- Aspecto geral, com os planos a rejeitar um nível grosseiro (a tracejado) com componente de movimento inverso; B- Pormenor do afloramento com destaque para o arraste evidenciado pela reorientação dos grãos; C- Pormenor onde se observa o rejeito causado sobre o nível grosseiro pelo plano localizado a NW.

Na parede oposta do afloramento, cerca de 15 m para NE, observa-se outra falha evidenciando componente de movimentação inversa. Tem orientação N59°E, 62°NW e provoca uma separação vertical de 8 cm com subida relativa do bloco NW. É provável que próximo deste plano existam outras falhas que no seu conjunto produzam um rejeito total semelhante ao observável na parede SW. No entanto, a informação disponível está condicionada pela extensão do afloramento.

Nesta área, cerca de 240 m para SE, observou-se outra pequena falha inversa de orientação N65°E, 68°S, rejeitando em 12 cm um nível de seixos, com subida relativa do bloco SE (Figura 4.46).

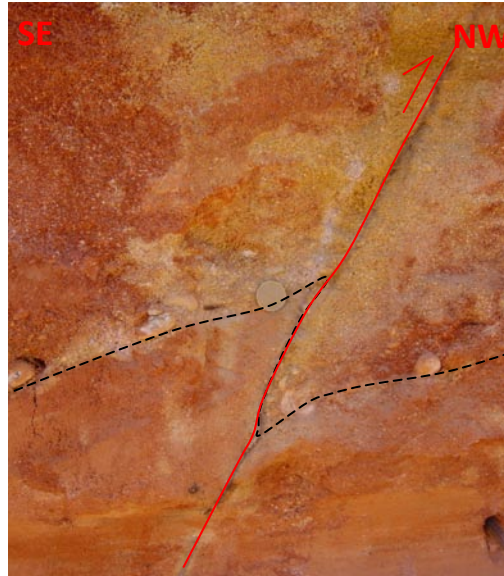


Figura 4.46 – Falha com componente de movimentação inversa a rejeitar um nível grosseiro nas areias da Formação do Ludo.

Além das falhas observadas nesta região, identificou-se também um intenso diaclasamento a afectar as areias da Formação do Ludo.

A existência do ramo oriental da falha de Carcavai é também reforçada por outras evidências, que passamos a descrever.

No corte 1, ilustrado na figura 4.39, parece também haver um ressalto da base da formação do Ludo de NNW para SSE, com possíveis implicações neotectónicas: no topo do interflúvio a base desta formação encontra-se a cerca de 45 m de cota e, caminhando cerca de 20 a 30 m para SSE, passa a situar-se à cota do 20 m, indicando que a sua base desceu cerca de 20 m numa distância de cerca de 200 metros. Este forte gradiente não aparenta ser sinsedimentar e poderá estar associado à actividade da falha de Carcavai. Por outro lado, e como já foi aqui referido, a carcificação importante que ocorre nas litologias carbonatadas subjacentes pode comprometer esta interpretação.

A actividade da falha de Carcavai durante ou após o Mesozóico parece ter sido responsável pelas características apresentadas em dois afloramentos localizados entre Barros de Almansil e Escanxinhas (Figura 4.35, E12 e E57). Nestes locais observa-se um

depósito detrítico siliciclástico de idade cretácica que se encontra claramente deformado, com o plano de estratificação muito inclinado, próximo dos 90° (Figura 4.47). A estação E12 apresenta também uma fracturação importante de direcção NNE-SSW a NNW-SSE.

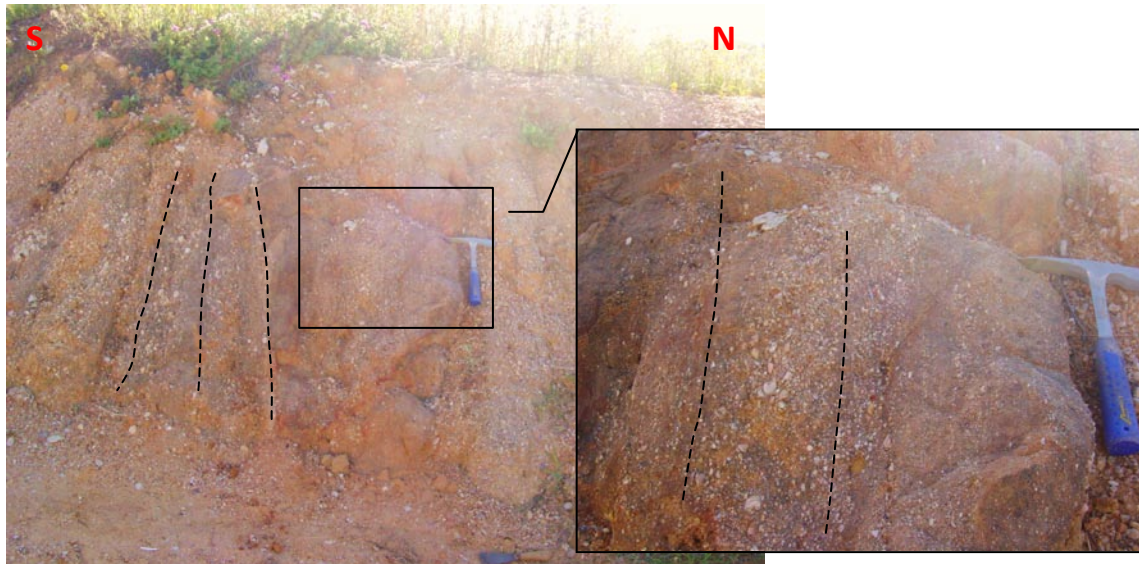


Figura 4.47 – Afloramento em Barros de Almansil com depósito detrítico cretácico a exibir uma estratificação subvertical (a tracejado), evidenciada pela orientação dos seus grãos.

A N de Almansil, num corte localizado ao km 327 da linha de caminhos-de-ferro (Figura 4.35, E100), observa-se um calcário dolomítico do Jurássico pertencente aos *Dolomitos e calcários dolomíticos de St.ª Bárbara de Nexe*, que se encontra muito fracturado (Figura 4.48), distinguindo-se três famílias de fracturas: N-S, E-W e NNW-SSE.

A cartografia geológica publicada assinala o acidente neste local como falha provável.



Figura 4.48 – Aspecto do calcário jurássico muito fracturado, na zona de possível passagem do ramo oriental da falha de Carcavai. km 327 da linha de caminhos-de-ferro, a N de Almansil.

Sector N

Apesar de o estudo deste sector se desviar um pouco do tema deste trabalho, que consiste na caracterização neotectónica da zona de falha de Carcavai, por aqui aflorarem essencialmente unidades ante-cenozóicas, esta abordagem é necessária para a compreensão do comportamento geral da estrutura tectónica e a sua evolução.

O sector N estende-se ao longo de pelo menos 12 km, entre a zona do vértice geodésico do Areeiro e a região a N de S. Brás de Alportel, prolongando-se possivelmente para os terrenos paleozóicos localizados a N.

De S para N a estrutura vai mudando de direcção aproximando-se de ENE-WSW a E-W, e tornando-se cada vez mais complexa e difusa, dividindo-se em várias estruturas de direcção paralela. Entre Loulé e S. Brás de Alportel a zona de falha parece ocupar uma faixa maior de terreno sendo constituída por uma zona de fracturação composta por uma alternância de *horsts* e *grabens* formados durante as fases distensivas da bacia algarvia, cujas falhas limítrofes foram posteriormente reactivadas com componente de movimentação inversa durante os episódios de inversão tectónica fini-mesozóicos e cenozóicos, referidos por Terrinha (1998).

As evidências de actividade neotectónica são escassas ou mesmo inexistentes. Observaram-se, contudo, alguns indícios potencialmente interessantes como indicadores dessa actividade, nomeadamente superfícies de falha revestidas por uma película argilosa resultante da alteração das litologias carbonatadas, em que essas argilas se encontram estriadas indicando actividade após essa alteração, e material de estrutura fragmentada e caótica que poderá corresponder a um depósito de vertente associado ao desmantelamento de uma escarpa originada pela movimentação da estrutura em idades pós Jurássico, ou a uma brecha de falha.

O material referido pode ser observado em Sítio dos Quartos, imediatamente a W de Areeiro (Figura 4.35, E103). Corresponde a um aglomerado composto por fragmentos de calcário margoso, brecha calcária e blocos de calcário por vezes boleados e estriados, envoltos numa matriz argilosa. Parecem existir alguns planos de fractura que se podem agrupar em dois grupos NE-SW e E-W aproximadamente, mas o material encontra-se muito alterado devido à intensa calchificação impossibilitando uma correcta interpretação. Na figura 4.49 é visível uma superfície que separa dois materiais de tons diferentes, um mais rico na litologia margosa, amarelado, e outro de

cor avermelhada com abundantes fragmentos de calcário mais cristalino ou dolomítico. A sua génese não foi bem compreendida, mas a hipótese de corresponder a uma superfície de deposição parece não ser viável, pois no corte oposto, situado do outro lado da estrada observa-se também essa variação de cor mas apresentando uma inclinação distinta, quase vertical.



Figura 4.49 – Aspecto do material grosseiro em Sítios dos Quartos, muito afectado por calchificação, onde se observam fragmentos de calcário margoso e de calcário compacto cinzento. A linha a tracejado mostra uma superfície de origem não compreendida a separar um material mais rico em fragmentos margosos (amarelo), de outro com fragmentos de calcário compacto cinzento.

No caso de se tratar efectivamente de um depósito associado à movimentação da falha de Carcavai, a variação de tons observada pode dever-se ao efeito localizado da calchificação sobre clastos de litologias diferentes, ou seja, quando da deposição do corpo detrítico poderão ter-se acumulado massas com uma maior acumulação de clastos calcários, daí resultando uma cor avermelhada, juntamente com massas detríticas com predominância de clastos margosos, dando origem a um produto de alteração amarelado. A existência de fragmentos rolados, evidenciando algum transporte, sugere tratar-se efectivamente de um sedimento resultante do desmantelamento de uma escarpa.

200 m para NE, num corte localizado na A 22, é possível observar a deformação causada pela falha de Carcavai em unidades jurássicas, expressa pela existência de dobras e falhas (Figura 4.50). Neste corte observa-se a continuação em afloramento do



Figura 4.50 – Aspecto geral da estação E166 (Figura 3.45) em Sítio dos Quartos, onde o Jurássico se encontra consideravelmente deformado, com dobras e falhas. A linha vermelha vertical a tracejado separa uma zona onde a estrutura está bem definida de uma zona muito afectada pela calchificação, que parece corresponder a um depósito conglomerático ou a brecha de falha.

material (depósito/brecha?) referido, que apresenta neste local as mesmas características. Para W observa-se uma zona intensamente deformada, com dobras em antiforma e sinforma, apresentando algumas falhas, duas delas de maior importância, que afectam o corte em toda a sua extensão vertical. Uma dessas falhas apresenta uma característica interessante que poderá ter implicações na compreensão da evolução da tectónica regional: a rotura ocorre no ponto de inflexão do dobramento, e parece causar um rejeito com geometria normal num nível de referência, de cerca de 1 m, com descida relativa do bloco a NW. Contudo, o arraste observado é compatível com uma estrutura de geometria inversa, o que nos poderá dar a indicação que se trata de uma estrutura inicialmente com cinemática normal, posteriormente reactivada como inversa, não tendo ainda alcançado a quantidade de movimento ocorrida enquanto estrutura distensiva.

Nas escavações para uma obra localizada em Goncinha (Figura 4.35, E117) foi também observado um afloramento importante. Trata-se de uma zona de caixa de falha afectando formações jurássicas predominantemente calcárias muito afectadas pela calichificação, que se apresentam intensamente fracturadas, com várias famílias de superfícies de falha estriadas. Neste local a falha aparenta pôr em contacto duas litologias distintas lado a lado (Figura 4.51):

- A E uma alternância de bancadas de espessura decimétrica, constituídas por calcários margosos e arenitos calcários também um pouco margosos (*Calcários margosos e margas de Peral?*), onde se observa uma rotação da estratificação num espaço de cerca de 10 m de N24°W, 25°E a S, para N69°W, 60°NE e N63°E, 36°N, a N, correspondendo a uma dobra de arraste que pode interpretar-se como associada a movimento esquerdo na estrutura principal, de orientação geral NE-SW. Esta unidade encontra-se bastante afectada por calichificação.

- Para W observa-se um calcário compacto cinzento, dolomitizado e muito fracturado (*Dolomitos e calcários dolomíticos de St.ª Bárbara de Nexe*), onde se observam duas famílias principais de superfícies estriadas de direcções aproximadas NE-SW a NNE-SSW e E-W (Figuras 4.52 a 4.54). Existe também uma fracturação próxima de N-S mas de menor importância que as anteriores. As rochas jurássicas

apresentam-se parcialmente revestidas por uma argila de cor vermelha acastanhada que corresponde ao produto residual da alteração dos carbonatos. As argilas de alteração que forram as fracturas e cavidades nas rochas carbonatadas encontram-se também estriadas (Figura 4.52b) o que indica a ocorrência de actividade da falha após a alteração do substrato e deposição dessas argilas, com possíveis implicações neotectónicas. Foram recolhidas amostras das argilas referidas para serem submetidas a tratamento de Raios-X de forma a proceder-se à sua caracterização, tendo esse procedimento revelado um cortejo argiloso essencialmente caulínítico e ílítico.



Figura 4.51 – Imagem *Google Earth* onde se assinala (a tracejado) o traçado da zona de falha observada na escavação para uma obra de construção na localidade da Goncinha, evidenciando o contacto entre um calcário dolomítico, a NW, e um calcário margoso, a SE, materializado por uma variação de cor. A seta indica o local da escavação.

Junto ao contacto com a unidade mais margosa o material encontra-se brechificado contendo fragmentos de calcário margoso e calcário dolomítico, predominantemente angulosos, correspondendo provavelmente a uma brecha de falha (Figura 4.55).

Note-se que, apesar de ser possível observar duas litologias distintas, na Carta Geológica de Portugal, folha 53 A (Faro) (Manuppella *et al.*, 2007), este local encontra-se cartografado apenas como *Dolomitos e calcários dolomíticos de St.ª Bárbara de Nexse*.

Desde a região de Goncinha até à zona do vértice geodésico de Caiado (Figura 3.45) o traçado da falha de Carcavai é expresso por zonas de caixa de falha onde o substrato mesozóico se encontra muito fracturado, apresentando superfícies estriadas, e mostrando-se também muito afectado por calichificação.

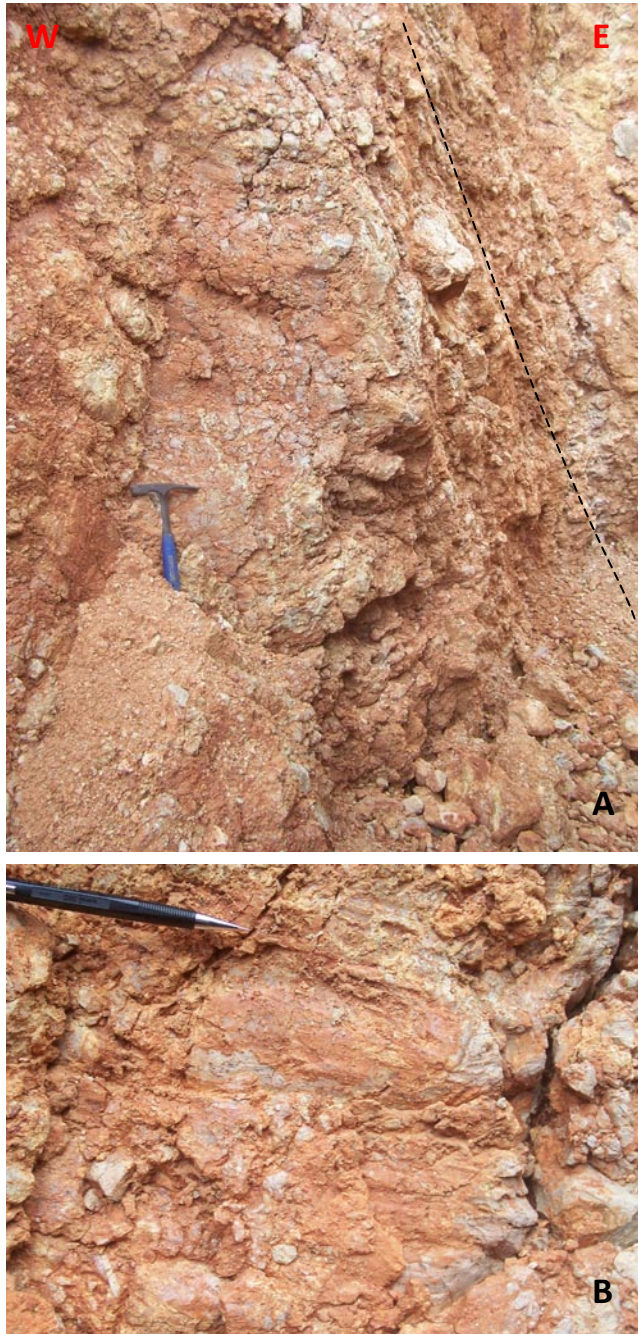


Figura 4.52 Aspecto da caixa de falha em Goncinha. A- são visíveis planos E-W, onde o martelo se encontra colocado, e planos NNW-SSE, paralelos à linha a tracejado; B- pormenor de plano E-W, com destaque para estrias a afectar argilas de alteração da litologia calcária (a lapizeira indica a atitude das estrias); as figuras de arranque sugerem movimentação esquerda.



Figura 4.53 – Aspecto de fracturas de direcção NE-SW, em caixa de falha em Goncinha.

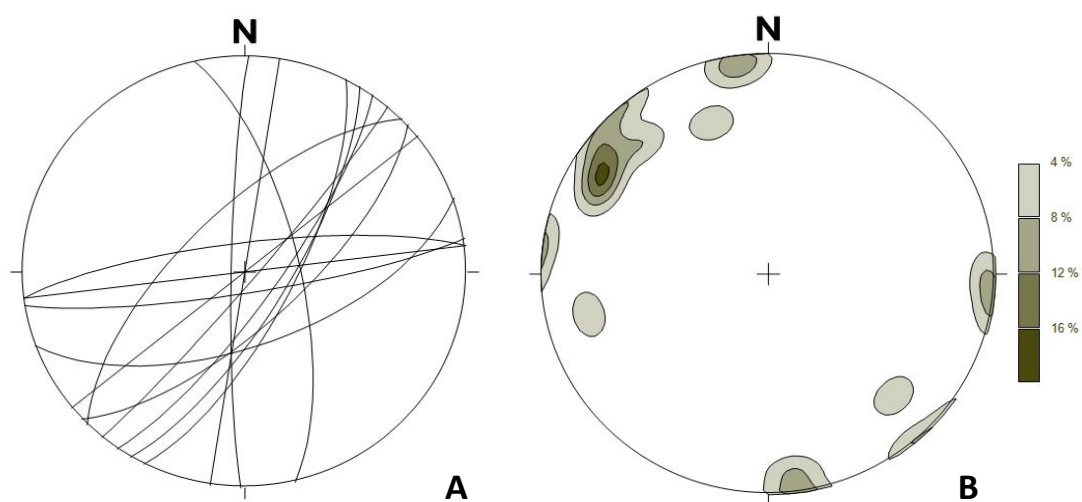


Figura 4.54 – Representação estereográfica dos planos de fractura medidos em rochas jurássicas, na estação E117, localizada em Goncinha (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior). A- Planos de fractura; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de fractura. n=14.



Figura 4.55 – Aspecto da brecha de falha em Goncinha, onde se observam fragmentos de diferentes litologias calcárias envoltos numa matriz argilosa.

A figura 4.56 mostra um afloramento localizado 1 km a ENE do vértice de Caiado (Figura 3.45, E126). Neste, as rochas jurássicas apresentam uma zona intensamente fracturada, onde é possível identificar a estratificação contactando lateralmente com um material que poderá corresponder a uma caixa de falha ou a um depósito associado a movimentação na falha de Carcavai, numa disposição semelhante à do afloramento em Sítio dos Quartos (Figura 4.35, E103), descrito atrás. Por vezes, no seio deste material parecem ocorrer vestígios dos planos de estratificação, embora também aqui o material se encontre intensamente afectado pela calichificação que torna difícil a sua interpretação. O cortejo de falhas observado neste local (Figura 4.57) é semelhante ao observado na zona de falha identificada na Goncinha (Figura 4.35, E117).

A partir do vértice geodésico de Caiado mostra-se difícil definir o traçado da falha de Carcavai devido à ausência de afloramentos. A cartografia geológica publicada (Manuppella, 1992) assinala nesta zona uma larga faixa de terreno afectada por várias falhas menores, que se agrupam em duas famílias principais de direcções E-W a NE-SW e NNW-SSE. As primeiras foram provavelmente inferidas por critérios estratigráficos, colocando lado a lado litologias de diferentes idades. Como foi referido no início deste capítulo, parecem corresponder a sucessivos *horsts* e *grabens*, possivelmente reactivados como desligamentos com componente inversa. As segundas poderão corresponder a desligamentos neoformados, conjugados das anteriores e da estrutura

principal. A falta de informação devida à escassez de afloramentos torna difícil de caracterizar o acidente geológico também neste sector.



Figura 4.56 – Afloramento próximo do vértice geodésico de Caiado onde se observa uma zona de falha, possivelmente correspondente ao acidente de Carcavai. 1- Caixa/depósito de falha; 2- Falha provável; 3- Estratificação.

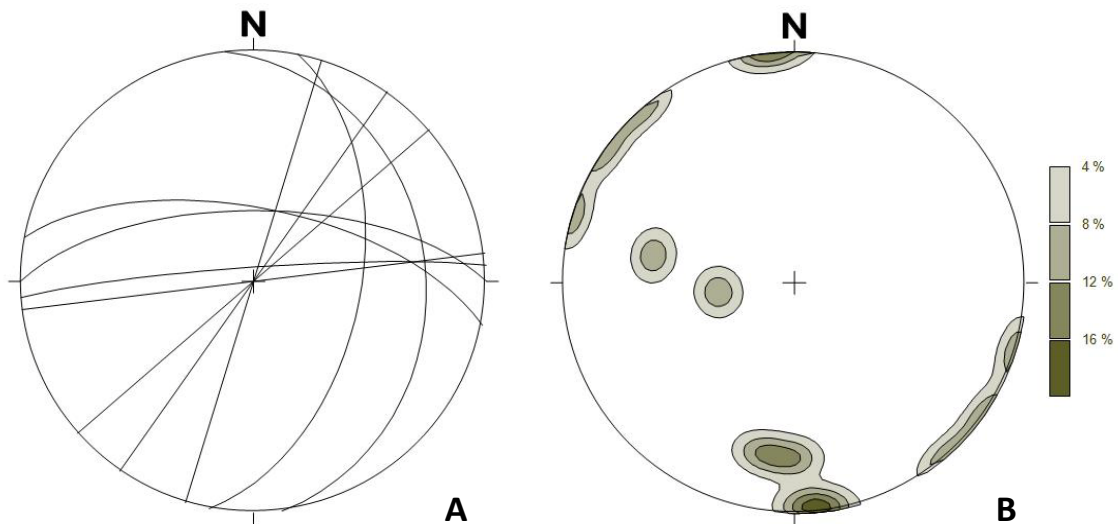


Figura 4.57 – Representação estereográfica dos planos de fractura medidos em rochas jurássicas, junto à estação E126 (Figura 3.45), localizada na zona do vértice geodésico de Caiado (rede de Schmidt, hemisfério inferior. A- Planos de fractura; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos de fractura. n=14.

Nos trabalhos de campo efectuados pesquisou-se a fronteira entre a bacia Mezo-cenozóica e o soco Paleozóico, numa tentativa de verificar o prolongamento da

falha de Carcavai para o soco. A N de S. Brás de Alportel, no Bicalto (Figura 3.45), a cartografia geológica publicada (Manuppella, 1992) mostra o limite da bacia aparentemente rejeitado com uma separação direita de cerca de 1 km. Embora nesta área estejam cartografadas várias falhas, no trabalho de campo efectuado não foi possível identificar quaisquer estruturas, devido à falta de afloramentos.

A cerca de 2,5 km para W, em Almargens foram observados dois afloramentos (E203 e E204, Figura 3.45) onde se identificaram estruturas que poderão estar associadas à falha de Carcavai (Figuras 4.58 e 4.59). Na estação E203 observa-se um contacto por falha entre o Paleozóico, a E, e o Triássico, a W, segundo um plano de direcção N15°E, 86°S, com estrias de *pitch* 80°S. É provável que corresponda a uma falha de cinemática inversa ou normal, tendo sido posteriormente rodada para a posição actual por basculamento de blocos. A estação E204 evidencia deformação intensa, observando-se sedimentos cascalhentos e areníticos triássicos afectados por diversos planos de falha, que provavelmente se prolongarão para o soco Paleozóico. Os planos apresentam direcções compreendidas aproximadamente entre N30°E e N10°W, e são caracterizados por uma cinemática esquerda com componente normal, evidenciada por estrias e rejeitos em níveis grosseiros.

Embora nos afloramentos referidos se observem apenas falhas menores, não correspondendo aparentemente a uma zona de falha importante, como foi observado em outros afloramentos descritos, as estruturas aqui observadas podem ser acidentes secundários associados a uma zona de falha importante, embora não identificada.

Na cartografia referida, assinalam-se nos locais descritos lineamentos fotointerpretados a afectar o soco paleozóico com direcções semelhantes a estas estruturas.



Figura 4.58 – Aspecto do afloramento E203 (Figura 3.45), evidenciando um contacto por falha entre as rochas paleozóicas e as rochas triássicas. A linha a tracejado materializa o plano de falha, de atitude $N15^{\circ}E$, $86^{\circ}S$. As linhas a cheio representam as estrias observadas.



Figura 4.59 – Falha de atitude $N20^{\circ}E$, $85^{\circ}W$ (a tracejado) a afectar arenitos triássicos, com uma separação normal de cerca de 1 m tomando como referência um nível mais grosseiro (a ponteadado). Apresenta também estrias de *pitch* $40^{\circ}S$, sugerindo componente de desligamento esquerdo.

5-Discussão. Conclusões

5.1-Filões detríticos

Os filões detríticos, resultantes da liquefacção e fluidização de uma determinada camada sedimentar, tipicamente arenosa, são caracterizados por um movimento ascendente do material fluidizado, podendo este ser extruído para a superfície topográfica sob a forma de vulcões de areia.

De forma a determinar a origem dos filões observados na vizinhança da zona da falha de Carcavai, e tentar perceber se realmente estão associados a actividade sísmica nesta estrutura, tentou-se fazer um estudo o mais detalhado possível, recolhendo dados de campo e aplicando diversas técnicas laboratoriais. Este capítulo centra-se no cruzamento desses dados e a sua discussão.

Nos afloramentos atrás descritos são visíveis alguns indícios de transporte vertical no interior dos filões, sendo as principais evidências a presença de grãos de areia e seixos alongados reorientados para uma posição próxima da vertical, segundo o seu maior eixo, o facto de o material que preenche os filões ser claramente distinto do sedimento encaixante, e a existência de superfícies no interior das estruturas filoneanas apresentando estrias com *pitch* próximo de 90°.

A presença de estrias em materiais argilosos pode, no entanto, estar associada a variados processos devido às características reológicas destes minerais, que os tornam muito susceptíveis a deformação, e ao carácter expansivo que alguns deles apresentam na presença de água. Acresce que, apesar de nos fornecerem informação acerca da direcção, estas estrias não são indicadoras do sentido do movimento.

Em muitos dos afloramentos descritos em trabalhos publicados são observáveis filões a desenvolverem-se a partir de uma camada que sofreu liquefacção, cortando níveis superiores e atingindo uma paleo-superfície topográfica, sobre a qual formam um vulcão de areia. Na área estudada não foi detectada nenhuma dessas evidências, nunca sendo observável a base dos filões nem a sua extrusão numa paleo-topografia. Assim, o sentido do transporte só pode ser inferido através de evidências indirectas.

As principais evidências de transporte ascendente são a existência de ramificações de baixo para cima e a não continuidade para a superfície de alguns dos filões observados.

Poder-se-ia propor que os filões se teriam formado por um transporte descendente do material, através do colapso de uma porção de sedimento para dentro de uma fenda. No entanto esta hipótese parece ser descredibilizada pela baixa frequência de seixos no interior dos filões, pois em alguns afloramentos observam-se níveis superiores muito cascalhentos, que, na situação de colapso, seria de esperar gerarem uma maior concentração destes clastos grosseiros no interior dos corpos filoneanos.

Outra hipótese para uma génese não sísmica dos filões estudados, com um transporte de material descendente, é a abertura de fendas causadas pelas raízes de árvores e outras plantas, em que a abertura de fendas no substrato geológico produzida pelo crescimento de raízes e a sua subsequente degradação poderia promover a circulação e deposição de sedimentos finos iluviados. Para além do processo físico referido, a vegetação poderá também ter um papel importante na formação de acumulados argilosos neoformados, através de processos químicos. A acção das raízes das árvores promove geralmente um abaixamento do pH dos solos, devido à produção de ácidos orgânicos e a um aumento da concentração de CO₂ resultante da sua respiração (Richter *et al.*, 2007). As condições referidas são favoráveis à formação de minerais de argila como a caulinite (Deer, 1962), que é um produto muito comum da alteração de feldspatos. Esta ideia é reforçada pela importante componente arcósica das areias da Formação do Ludo.

Os filões observados no afloramento AF e (Figura 4.1), descritos no capítulo 4.1 poderão ser um exemplo da acção da vegetação, aproveitando planos de fraqueza para o desenvolvimento das raízes. A génese destes planos está provavelmente associada a movimentação na falha de Carcavai pois, para além de apresentarem direcções subparalelas a esta estrutura, encontram-se localizados junto ao seu traçado. De facto, no interior dos filões referidos não se observou nenhuma evidência de reorientação dos grãos, propriedade muito comum nas restantes estruturas. Geometricamente são também distintos pois apresentam uma acentuada diminuição de espessura de cima para baixo. Esta interpretação implica também algumas

contradições. Com efeito, em vários locais observou-se a penetração de raízes nos sedimentos da Formação do Ludo, sem haver qualquer indício de deposição de sedimentos finos. Este tipo de acumulação observa-se de forma não sistemática onde existem descontinuidades físicas no sedimento. A sua génese não foi ainda compreendida.

No decorrer deste estudo procedeu-se a pesquisa bibliográfica sobre rizoturbação (acção física das raízes sobre o substrato) com o intuito de perceber se o desenvolvimento de vegetação poderia causar reorientação dos minerais presentes nos solos, não tendo sido no entanto encontrada qualquer descrição semelhante às deformações aqui observadas. Assim, a reorientação da grande maioria dos seixos, grãos de areia e minerais de argila, observada em afloramento e em lâmina delgada, sugere que os mecanismos de rizoturbação não terão sido responsáveis pela deformação observada nos restantes filões. Outra questão que reforça esta conclusão é o facto de a orientação dos minerais ser muito consistente, sugerindo um transporte generalizado segundo a mesma direcção, controlado por forças orientadas.

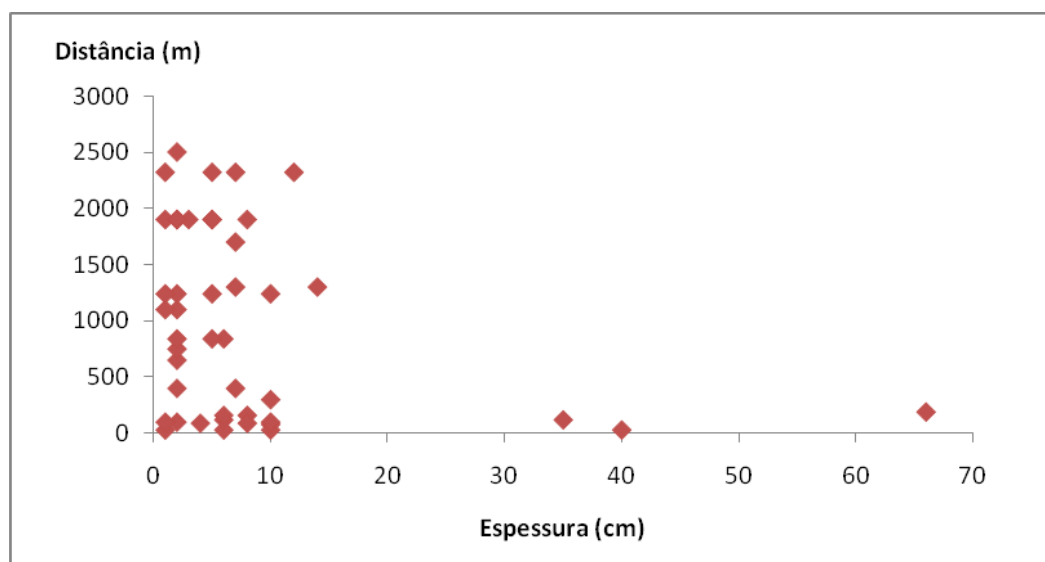
O filão 6 observado no afloramento AF d (Figura 4.1), entre outras estruturas já descritas por Dias (2001), aparenta ser um caso muito particular. Como já foi referido, esta estrutura constitui uma faixa deformada mas a sua granulometria não difere claramente das areias envolventes, sendo mesmo difícil distinguir os seus limites exactos. Parece ser constituída por uma rede de fracturas paralelas e anastomosadas, envolvendo um conteúdo arenoso deformado. A fracturação paralela sugere alguma coesão do material, incompatível com a génese por fluidização que só ocorre em sedimentos incoerentes. Trata-se de um caso complexo sendo a sua interpretação problemática.

O padrão de frequência e dimensão dos filões é igualmente um factor determinante para a compreensão da sua génese, e possível associação a determinada estrutura.

A figura 1.1, apresentada no capítulo 1, mostra a localização de filões detríticos e outros tipos de sismitos (filões neptunianos e estruturas em chama) identificados na região do Algarve por Dias (2001), projectada sobre o mapa com as principais falhas activas. Obermeier (1996) refere a ocorrência de filões detríticos a mais de 90 km da estrutura que lhes deu origem, podendo os filões presentes na área aqui considerada

serem resultantes da actividade em falhas localizadas a distâncias consideráveis. Contudo a localização dos sismos identificados no Algarve aparenta uma maior concentração junto das estruturas activas reconhecidas, nomeadamente a falha de Carcavai, onde a abundância de filões detríticos aumenta com a aproximação à estrutura, numa faixa de terreno paralela a esta.

Relativamente ao padrão de dimensão dos filões, verifica-se que as estruturas de maior dimensão se encontram preferencialmente localizadas junto ao traçado inferido para o ramo oriental da falha de Carcavai. No entanto não se identifica uma tendência clara, pois observam-se filões de espessura máxima e de espessura mínima a distâncias do acidente muito semelhantes. Esta relação pode ser observada na figura 5.1.



falha, criando as condutas necessárias à ejeção repentina da água em sobrepressão devido à liquefacção, a qual arrasta sedimento na sua trajectória ascendente.

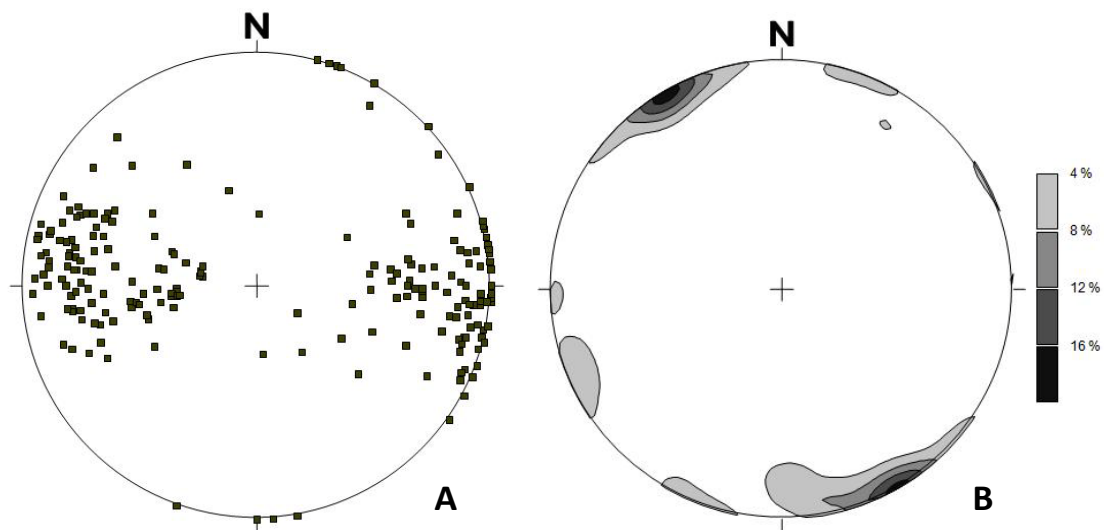


Figura 5.2 - Representação estereográfica dos filões detríticos medidos nas areias da formação do Ludo, na zona da falha de Carcavai (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior. A- Pólos; B- Diagrama de contornos de densidade dos pólos dos planos que definem as paredes dos filões. n=53.

Alguns dos filões observados a SE da falha interrompem níveis de referência de granulometria mais grosseira, que se apresentam rejeitados. O tipo de movimento, com abatimento relativo do bloco situado a W em todos os casos observados enquadra-se nas características do fenómeno de *lateral spreading*. Este fenómeno, como já foi referido, é comum em topografias que apresentem uma ligeira inclinação em direcção a uma linha de água, não se encontrando suportadas lateralmente. É provável que contemporaneamente à formação destas estruturas, a ribeira de Carcavai fosse já um acidente morfológico de alguma importância, aproveitando o traçado da falha como local preferencial de passagem, devido à sua maior susceptibilidade à erosão causada pela fracturação do material rochoso. Esta hipótese tem no entanto uma contradição: os filões referidos estão localizados, supostamente, a E do ramo oriental da estrutura, que, como se referiu no capítulo 4.2 parece provocar a subida do bloco W afectando as areias da Formação do Ludo, dando origem a uma pequena escarpa de falha no Plio-Quaternário. Assim, se estas estruturas forem resultado de *lateral spreading* a morfologia de então seria caracterizada por uma linha de água paralela à escarpa formada, desenvolvida na sua base, ou, então, são

estruturas anteriores aos eventos tectónicos que causaram a subida do bloco que se encontra limitado pelos dois ramos do sector sul do acidente.

Uma característica que poderá igualmente trazer implicações à interpretação dos filões é a cota a que foram observados. Verifica-se que a sua maioria aflora entre as cotas dos 25 m e 40 m, havendo algumas excepções. Considerando que existe um limite relativamente preciso da espessura da cobertura, para que o processo de liquefacção e ejeção de sedimento possa ocorrer, os filões ter-se-ão formado num intervalo de tempo onde as condições, quer de espessura de sedimento, quer de profundidade do nível freático seriam semelhantes. Este facto pode dar a indicação de que, tratando-se de estruturas geradas por processos de fluidização, a sua origem está associada a um único evento sísmico ou a vários eventos localizados num curto intervalo de tempo. Esta questão comporta outra implicação, relacionada com a erosão que ocorreu após a sedimentação da Formação do Ludo e instalação dos filões. As condições atrás referidas indicam que a porção de sedimento erodido não poderia ser muito espessa, caso contrário não haveria condições para a ocorrência de estruturas associadas a liquefacção.

A observação microscópica das amostras recolhidas é consistente com as observações em afloramento, notando-se nos filões um enriquecimento na fracção fina e uma reorientação da generalidade dos grãos arenosos, em oposição à composição mais arenosa e não deformada da Formação do Ludo envolvente.

Este método permitiu identificar dois tipos diferentes de domínios argilosos. Para além dos minerais argilosos provavelmente depositados juntamente com os grãos de areia em regime fluvio-deltaico, observaram-se também argilas iluviais, ricas em Fe, associadas à rubefacção pós-sedimentar que afectou os sedimentos da Formação do Ludo. Ambas as argilas se encontram deformadas evidenciando uma orientação preferencial dos minerais.

Para identificar possíveis sedimentos fonte recorreu-se a diversos ensaios laboratoriais.

A comparação das classes granulométricas revela claramente uma diferença entre os filões e sedimentos envolventes, pois apesar de os primeiros apresentarem uma quantidade considerável de fracção arenosa, são maioritariamente constituídos

por sedimentos finos. As amostras *Sedimento fino cretácico* e *Sedimento fino da Formação do Ludo*, estratigraficamente inferiores aos sedimentos arenosos Plio-Quaternários predominantes, apresentam valores mais próximos daqueles obtidos para os filões. No entanto estas amostras foram recolhidas em locais distantes dos filões, pelo que não se poderão retirar conclusões fiáveis devido à grande variabilidade lateral associada aos sedimentos depositados em ambientes fluvio-deltaicos, que caracterizam a Formação do Ludo. É possível que existam níveis inferiores mais argilosos nos locais onde ocorrem os filões.

O ensaio da calcimetria revela que nenhuma das amostras apresenta quantidade de carbonato significativa, destacando-se o *Sedimento fino cretácico* com 0,81 %, valor este muito baixo mas superior à tendência reflectida pelas restantes amostras (abaixo de 0,1), levando-nos a considerar que esta não representa a camada fonte do sedimento existente nos filões.

Os resultados obtidos pelo método de difracção de Raios-X são concordantes com esta hipótese. Comparando os gráficos das figuras 4.28 a 4.34 verifica-se que o padrão de picos apresentado pela amostra *Sedimento fino cretácico* é distinto das restantes, contendo uma composição argilosa dominada por ilite, contrastando com a composição essencialmente caulinítica das outras amostras.

A comparação entre os difractogramas das amostras dos filões detríticos e dos sedimentos encaixantes revela grandes semelhanças entre si, diferindo apenas na forma dos picos. Tendencialmente os picos das amostras pertencentes ao encaixante apresentam-se mais bem definidos, devendo-se este facto a uma maior cristalinidade dos minerais presentes, o que nos pode dar a indicação de uma certa deformação dos minerais de argila presentes nos filões, que não é de esperar em processos deste tipo, ou um processo diferente de formação. As amostras *Resíduo sedimentar de descalcificação* e *Sedimento fino da Formação do Ludo* apresentam também um cortejo argiloso compatível com as restantes amostras.

Estes resultados parecem apontar para uma conclusão interessante: a composição argilosa das amostras sugere que o sedimento dos filões tenha como fonte um nível da própria Formação do Ludo.

Assim, no caso de se tratarem realmente de estruturas associadas a liquefacção induzida pela propagação de ondas sísmicas e fluidização subsequente, é necessário

que aquela tenha ocorrido num nível estratigraficamente inferior dos sedimentos da Formação do Ludo, quando estes eram aluviões saturados em água. Como já foi referido, existem camadas subjacentes com características granulométricas compatíveis com o sedimento dos filões e que poderão de facto corresponder à sua fonte. Por outro lado é aqui proposta outra hipótese: a liquefação poderá ter ocorrido num sedimento granulometricamente semelhante às areias encaixantes amostradas, mas, aquando da ruptura da cobertura permitindo o escape da água em sobrepressão, a fluidização e o transporte ascendente da mistura água/sedimento poderão ter promovido uma mobilização diferencial do sedimento liquefeito, transportando preferencialmente os sedimentos finos em detrimento dos grosseiros, ou seja, devido às suas menores dimensões e peso, estes sedimentos foram mais facilmente arrastados juntamente com a água intersticial em ascensão, promovendo uma maior acumulação de finos no interior dos filões. Outra hipótese será o enriquecimento em sedimentos finos ao longo do percurso do fluído em ascensão: o rápido fluxo de água e sedimento poderá ter arrastado consigo algum material suprajacente, principalmente a fracção fina. Trata-se de mecanismos não demonstrados, não tendo sido também encontradas quaisquer referências na bibliografia pesquisada.

5.1.1-Síntese

Enumeram-se seguidamente as características compatíveis com uma génese dos filões detríticos estudados por liquefacção e fluidização:

- Os filões apresentam evidências de transporte vertical, indicado por uma reorientação dos grãos;
- São comuns as estruturas que não se prolongam para cima, sendo visível o seu limite superior, e várias apresentam ramificações de baixo para cima, sugerindo uma propagação ascendente;
- As propriedades apresentadas por algumas estruturas são compatíveis com o fenómeno de *lateral spreading*;
- A sua distribuição aparenta estar associada a estruturas activas reconhecidas, tendo sido identificados próximo e ao longo dessas estruturas;

- A direcção dos filões identificados na zona da falha de Carcavai é na generalidade dos casos muito próxima à direcção geral deste acidente;
- Os filões detríticos não são os únicos sismitos identificados, tendo sido também descrita a ocorrência de estruturas em chama e filões neptunianos (Dias, 2001. Dias e Cabral, 2002a).

Apesar das características atrás referidas, existem também questões que poderão por em causa a interpretação dos filões estudados como estruturas resultantes de fluidização:

- Os filões identificados são atípicos, pois constituem corpos ricos em sedimentos finos intercalados em areias, contrariamente à situação típica que corresponde à ocorrência de diques arenosos a intruir sedimentos finos;
- Apesar da identificação de vários filões, nunca foi observado o seu enraizamento num nível sedimentar inferior, nem evidências de extrusão para uma paleo-superfície topográfica;
- Os resultados dos ensaios laboratoriais mostram uma compatibilidade entre os sedimentos da Formação do Ludo e os filões detríticos, sendo no entanto inconclusivos relativamente à posição estratigráfica da camada sedimentar que lhes deu origem.

Tendo em conta o estado actual do conhecimento, sugere-se que a maior parte das estruturas identificadas na zona da falha de Carcavai correspondem ao resultado da liquefacção e fluidização de uma camada sedimentar da Formação do Ludo, induzidas pela propagação de ondas sísmicas, durante um ou mais eventos sísmicos gerados na falha de Carcavai, indicando que a falha apresenta capacidade para gerar sismos de magnitude igual ou superior a 5,5-6 (Ambraseys, 1988).

O presente estudo corresponde a uma primeira abordagem, encontrando-se ainda incompleta a caracterização dos filões detríticos investigados. De forma a perceber melhor a génese destas estruturas propõe-se a realização dos seguintes trabalhos futuros: continuação das pesquisas no terreno visando a identificação de novas estruturas, assim como o reconhecimento mais detalhado daquelas já identificadas, procurando identificar em afloramento evidências da sua fonte de

alimentação e da extrusão de sedimento para uma paleo-superfície topográfica; realização de mais amostragens, com elaboração de lâminas delgadas orientadas; alargar o estudo a outras regiões do Algarve onde se identificaram estruturas semelhantes (Dias, 2001), de forma a poder efectuar comparações e retirar as respectivas conclusões.

5.2-Falha de Carcavai

Nos estudos de campo efectuados foram observados afloramentos onde se identificaram estruturas de deformação associadas à falha de Carcavai. É evidente a deformação intensa exercida sobre as rochas jurássicas, causando o dobramento e falhamento destas, mostrando a importância desta falha em tempos geológicos passados.

As evidências de actividade neotectónica identificadas são no entanto escassas, mostrando-se pouco conclusivas.

5.2.1-Síntese evolutiva e caracterização da estrutura

A falha de Carcavai apresenta direcção consistente com o sistema de falhas NNE-SSW a ENE-WSW, de idade tardi-varisca (Ribeiro *et al.*, 1979), tratando-se possivelmente de uma estrutura herdada, enraizada no soco, reactivada como acidente distensivo durante a formação da bacia do Algarve no Mesozóico, em regime transtensivo esquerdo (Terrinha, 1998).

As pequenas falhas de direcção NNE-SSW que afectam os sedimentos triássicos e paleozóicos, referidas no capítulo 4.2, poderão assim corresponder a estruturas secundárias associadas ao enraizamento da falha de Carcavai no soco, e ao seu prolongamento para N.

Existe também a possibilidade de a falha de Carcavai se encontrar enraizada na base da bacia, actuando os sedimentos reologicamente menos competentes do Hetangiano como nível de descolamento num estilo tectónico *thin skinned*, durante os episódios de inversão. No entanto, a sua orientação, subparalela a estruturas que

afectam o soco, nomeadamente as falhas observadas a N afectando o Triássico e o Paleozóico, aponta para um modelo *thick skinned*, mais consistente. Ainda assim, é provável que várias das estruturas que se observam nesta zona de falha, nomeadamente no seu sector N onde esta se torna mais complexa e difusa, estejam de facto enraizadas num nível de descolamento menos profundo, mas associadas ao movimento gerado ao longo de uma descontinuidade física principal com enraizamento no soco paleozóico.

A inversão tectónica que ocorreu no final do Cretácico e/ou outros eventos anteriores (Terrinha, 1998) terão causado a reactivação da falha com componente de movimento inverso e de desligamento, dando origem às evidências de deformação dúctil e a algumas falhas observadas nas litologias jurássicas. A deformação observada nas rochas cretácicas, claramente menos deformadas que as de idade anterior, justifica a ocorrência de episódios de inversão intra-jurássicos.

Observaram-se igualmente diversas evidências de deformação frágil expressa por zonas de rocha muito fracturada, parte delas claramente localizadas em caixa de falha, em locais coincidentes com o traçado inferido para a falha de Carcavai. A idade dessa fracturação é no entanto incerta, pois apenas afecta litologias mesozóicas. A possibilidade da existência de indícios que localizem esta deformação num período mais recente será discutida no subcapítulo 5.2.2.

Existem alguns indicadores cinemáticos. Contudo o seu constrangimento cronológico encontra-se intimamente relacionado com a idade desses indicadores, entre eles a fracturação observada, de cronologia incerta como já foi referido.

A direcção da fracturação em alguns locais, nomeadamente nas estações localizadas em Goncinha e perto do vértice geodésico do Caiado (Figura 4.35, E117 e E126), apresenta-se consistente, distinguindo-se em ambas as zonas três famílias principais de fracturas de direcções aproximadas N-S, NE-SW e ENE-WSW. A fracturação de direcção próxima de E-W parece ser dominante, cortando as restantes. Estas características parecem ser compatíveis com os modelos de *Riedel shears* para uma falha de desligamento esquerdo (figura 5.3), onde as fracturas NE-SW correspondem aos R, as N-S aos R', e as ENE-WSW aos planos P, tardios, a cortar os restantes planos. Num dos planos ENE-WSW foram observadas estrias a indicar movimento esquerdo, compatível com este modelo.

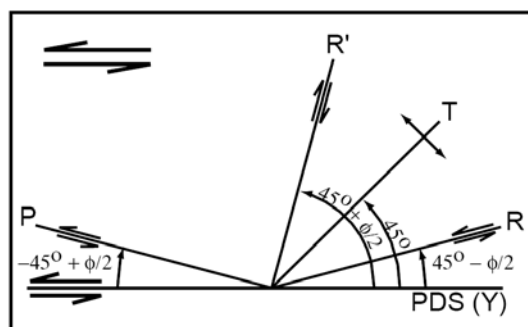


Figura 5.3 – Esquema teórico para a formação de fracturas do tipo *Riedel* numa zona de cisalhamento esquerdo, onde ϕ corresponde ao ângulo de atrito interno da rocha (Ahlgren, 2000).

A cartografia estrutural efectuada não revelou qualquer evidência de rotação sistemática da estratificação na região do sector N da estrutura, pois para além do grande número de falhas com diversas orientações existentes nesta área, parte das unidades sedimentares, nomeadamente as rochas dolomíticas que afloram em grande parte da área envolvente a este sector, não apresenta indícios de orientação preferencial na dependência da zona de falha. Assim, o padrão de fracturação será o único indicador cinemático credível.

Pelo contrário, no sector sul observou-se uma rotação evidente da estratificação nas rochas cretácicas a E da falha de Carcavai. Verifica-se que a estratificação destas unidades sedimentares se encontra orientada com direcção geral E-W e roda para NE-SW com a aproximação à zona de falha, evidenciando um arraste compatível com uma componente de movimento de desligamento esquerdo.

Esta perturbação na estratificação aparenta ser controlada principalmente pelo ramo ocidental do sector sul da falha. Contudo, em alguns locais esta rotação não é evidente. A E de Quarteira (Figura 5.4), observou-se a estratificação com orientação geral E-W, imediatamente a E e a W do acidente. Por não se tratar da tendência geral, e pela considerável escassez de afloramentos, interpreta-se esta informação como localizada e não representativa.

O ramo oriental, embora apresente evidências de provocar perturbação nas rochas cretácicas, indicada por inclinações dos estratos sedimentares próximas da vertical, não afecta significativamente a direcção da estratificação, com excepção da zona de Almansil, onde esta se encontra claramente rodada. Assim, este ramo

apresenta evidências de ter tido maior importância na resposta às tensões posteriormente, como é evidenciado pela deformação que afecta a Formação do Ludo.

A disposição muito localizada dos afloramentos miocénicos aparenta um controlo tectónico, e poderá estar associada à actividade da falha de Carcavai. Tendo em conta a geometria irregular da falha, com algumas variações de direcção ao longo do seu traçado, esta hipótese é compatível com a formação de uma bacia do tipo *pull-apart* originada por uma cinemática em desligamento esquerdo com provável componente vertical inversa, onde se depositaram os sedimentos que deram origem aos *Calcários de Galvanas* e *Conglomerados de Galvanas*.

A unidade *Calcários de Galvanas* é apresentada na cartografia geológica em pequenos retalhos, raros, encontrando-se na zona de Vale de Éguas ocupando uma pequena área junto à falha de Carcavai (Figuras 4.35 e 5.4, nº 17 da legenda). Não se tratando de um sedimento típico de desmantelamento de uma escarpa, mas sim de um sedimento tipicamente marinho de fácies proximal, como indica a fauna identificada (Pais, 1982, Manuppella *et al.* 2007), esta unidade sedimentar deverá ter sido depositada numa área mais vasta, tendo sido posteriormente erodida e ficado preservada em pequenas depressões possivelmente controladas pela estruturação tectónica da bacia.

Por seu lado, a unidade *Conglomerados de Galvanas* poderá ter uma origem estritamente tectónica, associada neste local à movimentação da falha de Carcavai, durante a importante fase tectónica regional que ocorreu aproximadamente na passagem do Tortoniano ao Messiniano (Manuppella *et al.*, 2007). Na zona da falha de Carcavai, estes sedimentos afloram presentemente num alto morfológico, evidenciando uma inversão de relevo.

A convergência entre a placa Africana e a sub-placa Ibérica, à taxa aproximada de 4mm/ano segundo a direcção NNW-SSE a NW-SE durante os últimos 3 milhões de anos (Zitellini *et al.*, 2004), é responsável pela actividade actual da falha de Carcavai, deformando os sedimentos da Formação do Ludo, de idade plio-quadernária (Moura e Bosky, 1999).

5.2.2-Actividade neotectónica

A actividade neotectónica da falha de Carcavai está essencialmente representada por alguma fracturação (falhas e diaclases) e possíveis sismos a afectarem os sedimentos da Formação do Ludo.

A observação de estruturas de deformação, como falhas e dobras, numa cobertura sedimentar detrítica assente em rochas carbonatadas pode, contudo, induzir o investigador em erro na sua interpretação. Dias e Cabral (2002b) reconheceram diversas estruturas de cisalhamento evidenciando cinemática normal e cinemática inversa na cobertura plio-quaternária da região do Algarve, de origem não tectónica. Correspondem a estruturas geradas na cobertura devido à evolução subterrânea de um carso desenvolvido em litologias carbonatadas subjacentes, onde a dissolução progressiva ou o colapso repentino de cavidades provoca um abatimento da cobertura sedimentar, deformando-a através da geração de dobras e de fracturas de cisalhamento, segundo um processo sem implicações neotectónicas (*op. cit.*).

Assim, é necessário utilizar critérios de forma a diferenciar as estruturas de origem cársica daquelas de origem tectónica. Nesta perspectiva, é necessário proceder-se a uma avaliação da distribuição geográfica e direcciona das estruturas observadas, verificando se estas definem padrões direccionais e se evidenciam relações com falhas activas reconhecidas. Note-se contudo que a direcção das estruturas de origem cársica pode por vezes ser consistente com a de acidentes tectónicos, pois a dissolução das litologias carbonatadas pode ocorrer ao longo de fracturas pré-existentes (*op. cit.*).

Os dados adquiridos não evidenciam actividade neotectónica importante do ramo oriental, no sector sul. Nas arribas da praia do Forte Novo (Figura 4.35, E69), no local do traçado inferido para a falha de Carcavai, foi observada intensa fracturação, expressa principalmente por fracturas sem cisalhamento detectável à escala do afloramento. Apenas se identificaram duas falhas, cujo movimento e rejeito são desconhecidos. A direcção geral predominante, N-S pode estar associada à actividade da falha de Carcavai, tratando-se possivelmente de fracturas do tipo R (modelo *Riedel*

shear) em fase inicial de desenvolvimento, associadas a um regime de desligamento esquerdo na estrutura principal, aqui orientada NNE-SSW.

O perfil ilustrado na figura 4.38, evidencia um ressalto de cerca de 20 m a afectar a base da Formação do Ludo, com o bloco situado a E da Ribeira de Carcavai encontrando-se subido relativamente ao bloco W. Apenas é possível observar o rejeito vertical, sendo desconhecida a sua componente de desligamento. Considera-se que este valor é pouco preciso, tendo em conta as evidências de o acidente ser caracterizado por uma componente de desligamento importante, como já foi referido neste documento.

Na região de Escanxinhas (Figura 4.35, E82) observa-se uma carcificação importante afectando calcários cretácicos, na dependência da qual se observaram rochas do Cretácico inferior sobrepondo-se a sedimentos da Formação do Ludo. Estes sedimentos afloram aí ao longo de uma faixa paralela à falha de Carcavai, sugerindo que a carcificação esteja aqui associada à presença do acidente tectónico, aproveitando o material fracturado como zona preferencial de dissolução das litologias carbonatadas. Contudo, apesar de associada à fracturação do material rochoso, esta carcificação não tem quaisquer implicações neotectónicas, sugerindo apenas um controle espacial pela falha que terá tido actividade pós Cretácico inferior.

Desde a região de Ferrarias até perto de Almansil (Figura 4.1, AF a, AF b, AF c, AF d, AF e, AF f; Figura 4.35, E35, E55, E84) observa-se uma faixa de deformação constituída por filões detríticos e falhas de cinemática predominantemente inversa. É provável que várias das estruturas observadas tenham uma componente de desligamento importante, não detectável em afloramento, mas evidenciada pela grande inclinação, superior a 45°, demonstrada pela maioria das falhas de geometria inversa.

Nas arribas da praia do Trafal (Figura 4.35, E70), no local de passagem provável do ramo oriental da falha de Carcavai, os sedimentos da Formação do Ludo encontram-se também muito fracturados, evidenciando um diaclasamento intenso e algumas falhas, com direcções semelhantes àsquelas observadas na zona de Ferrarias. As fracturas com indícios de movimento de cisalhamento apresentam aqui uma expressão importante comparativamente com o afloramento da praia do Forte Novo.

A orientação das fracturas, com predominância de planos de direcção NNE-SSW a NE-SW, e a sua disposição espacial ao longo de uma faixa de terreno circunscrita, sugere que esta deformação constitui a expressão na cobertura plio-quaternária da actividade neotectónica da falha de Carcavai, evidenciando a presença do seu ramo oriental.

No sector N da estrutura, que se estende por terrenos mesozóicos e possivelmente também pelas rochas paleozóicas, escasseiam as evidências de actividade neotectónica. Esta característica é reforçada pela falta de litologias de idade recente, obrigando a uma procura de indicadores secundários que, além de escassos, são também de difícil interpretação.

As únicas evidências de reactivação da falha de Carcavai neste sector, possivelmente de idade pós-mesozóica mas indeterminada, são a existência de argilas caulínicas e ílíticas, aparentemente resultantes da alteração das litologias carbonatadas, revestindo superfícies de falha e que se apresentam estriadas, e a presença de corpos detríticos prováveis identificados junto ao traçado da falha, que embora estejam cartografados como jurássicos poderão corresponder ao desmantelamento de escarpas de falha geradas em litologias desta idade, sendo assim mais recentes.

A tipologia das paleo-alterações e do cortejo argiloso, entre outras metodologias, constitui uma ferramenta importante na caracterização paleoclimática (Galán e González, 1993, Cunha, 2000), contribuindo para o posicionamento estratigráfico das unidades geológicas que afectam (Cunha, 2000).

As litologias carbonatadas, incluindo dolomitos e calcários, devido à sua composição química simples não terão sido o único contributo para a formação das argilas observadas. A composição química dos aluminosilicatos caulinite e ilite sugere uma origem alóctone destes minerais, ou de parte dos seus elementos constituintes. A fonte potencial dos elementos constituintes destes minerais é o soco paleozóico, cujos produtos de alteração deverão ter sido transportados para a bacia Meso-Cenozóica.

Os autores referidos acima (*op. cit.*) definiram nas bacias terciárias ibéricas os tipos de paleoalterações e associações de minerais argilosos nas diferentes unidades alostratigráficas terciárias. Os resultados obtidos no presente trabalho apresentam

algumas compatibilidades com as alterações e paragénese minerais atribuídas ao Messiniano terminal a Zancleano (Formações de Monfortinho e Telhada) e ao Placenciano (Formações de Falagueira/Almeirim e Santa Quitéria), para as bacias terciárias do Mondego e Baixo Tejo (Cunha, 2000), ao Messiniano terminal a Zancleano (Formação de Ecija), Zancleano a Placenciano (Formação Areias de Huelva) e Placenciano (Areias de Bonares), para a bacia de Guadalquivir (Galán e González, 1993), e ao Pliocénico a Plistocénico (Formação do Ludo), na bacia do Algarve.

Existem no entanto algumas pequenas diferenças. Enquanto as argilas aqui estudadas são essencialmente ílticas e cauliníticas, as formações geológicas presentes nas duas primeiras bacias referidas apresentam também quantidades consideráveis de esmectite e por vezes vermiculite. A maior compatibilidade composicional verifica-se com as areias da Formação do Ludo, no entanto em proporções minerais diferentes. As areias da Formação do Ludo apresentam um cortejo argiloso essencialmente caulinítico, com alguma ilite. Por sua vez, as argilas amostradas na zona de falha são caracterizadas por uma componente íltica muito importante, talvez mesmo superior à caulinítica. Este enriquecimento íltico pode estar associado à disponibilidade em Mg, proveniente da dissolução do calcário dolomítico.

A génese da associação mineral referida é assim típica de produtos de alteração de diversas litologias no Cenozóico, provavelmente no Plio-Quaternário, sugerindo actividade do sector norte da falha de Carcavai no período neotectónico considerado.

Relativamente aos corpos detríticos identificados em vários locais junto ao traçado da falha de Carcavai, não é possível retirar conclusões credíveis. Uma interpretação plausível, caso correspondam realmente ao desmantelamento de uma escarpa de falha é a sua correlação de idade com a unidade dos *Conglomerados de Galvanas*, não apresentando implicações neotectónicas. No entanto a sua interpretação continua uma incógnita.

Em toda a sua extensão não foi identificada qualquer evidência morfológica da actividade neotectónica da estrutura, facto que havia já sido referido por Dias (2001) relativamente à maior parte das estruturas activas reconhecidas na região do Algarve. Este autor sugere que esta característica se deve ao balanço entre as baixas taxas de actividade observadas face a taxas de erosão relativamente elevadas, propiciadas pelo clima da região.

A figura 5.4 apresenta o traçado proposto para a estrutura.

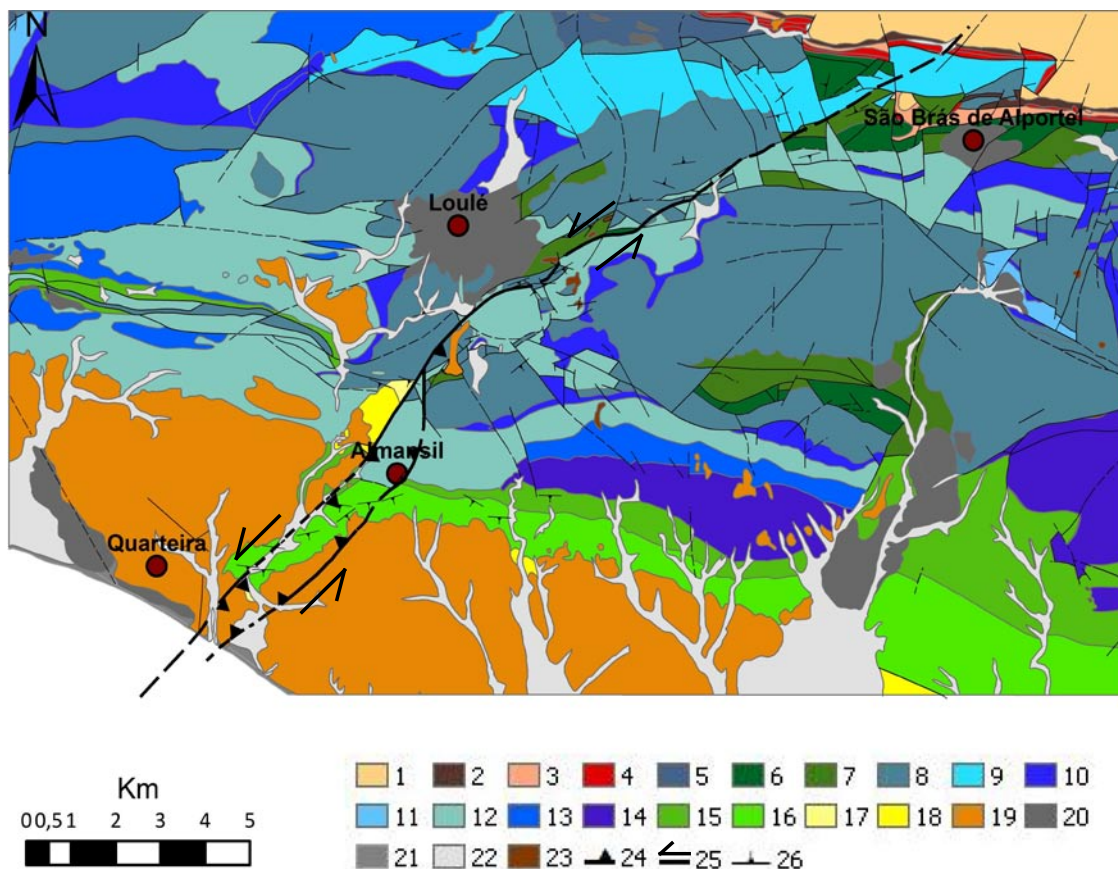


Figura 5.4 – Traçado provável da falha de Carcavai. Cartografia geológica adaptada de Manuppella *et al.* (1992 e 2007). 1- Paleozóico; 2- Triássico; 3 a 14- Jurássico; 15 e 16- Cretácico; 17 e 18- Miocénico; 19- Plio-Quaternário; 20 a 22- Quaternário; 23- Rochas vulcânicas; 24- Falha com componente de movimentação inversa (símbolo no bloco a tecto); 25- Falha com componente de desligamento (seta indica o sentido do movimento); 26- Estratificação.

5.2.3-Potencial sismogénico

Embora, pelas razões expostas no Cap. 4.2, não tenha sido possível calcular, com um mínimo de verosimilhança, a taxa de actividade da falha de Carcavai, que se estima ser baixa, pode-se avaliar o seu potencial sismogénico. Este já foi caracterizado por Dias (2001), tendo este autor atribuído à estrutura a capacidade de gerar um sismo de magnitude máxima de 6,6 considerando uma ruptura superficial em toda a sua extensão, ou seja, ao longo de 20 km. Este valor poderá estar subestimado devido à possibilidade de prolongamento da falha para N, em terrenos paleozóicos, e para S, no *offshore*.

Por outro lado, considerando a possibilidade provável da falha não sofrer ruptura ao longo de todo o seu comprimento num único evento sísmico, surge a necessidade de criar um modelo de segmentação desta estrutura de forma a permitir uma análise quantitativa do potencial sismogénico o mais fiável possível. O modelo de segmentação pode fundamentar-se na geometria da estrutura (irregularidades, descontinuidades e variações direccionais significativas) e em variações da cinemática, da cronologia dos movimentos, e do grau de actividade evidenciados ao longo do seu traçado cartográfico.

Assim, apresentam-se aqui as estimativas obtidas de magnitude de momento máxima expectável, deslocamento máximo e deslocamento médio para um sismo de magnitude máxima, para diferentes comprimentos de ruptura superficial (tabela 5.1). Os troços considerados correspondem ao sector S (7,7 km) e à extensão da estrutura que apresenta evidências certas e prováveis de actividade neotectónica, localizada entre o litoral (praias do Trafal e Forte Novo) e a região da Goncinha (9,7 km). Também estes valores subestimam o comprimento real da estrutura, pelo motivo atrás referido.

Os cálculos efectuados baseiam-se nos modelos de regressão empíricos desenvolvidos por Wells e Coppersmith (1994), fundamentados numa base de dados sismotectónicos referentes a 421 sismos mundiais:

$$\text{Magnitude de momento} - M_W = 2/3 \log M_0 - 6,0$$

M_0 - Momento sísmico, expresso em J

$$\text{Deslocamento máximo} - \text{Log (MD)} = -5,46 + 0,82 \times M_W$$

$$\text{Deslocamento médio} - \text{Log (AD)} = -4,8 + 0,69 \times M_W$$

Comp. de ruptura superficial (km)	Magnitude de momento	Deslocamento máximo (m)	Deslocamento médio (m)
20 (Dias, 2001)	6,6	0,94	0,78
9,7	6,2	0,44	0,31
7,7	6,1	0,35	0,26

Tabela 5.1 – Valores de magnitude de momento, deslocamento máximo e deslocamento médio obtidos para diferentes comprimentos de ruptura superficial.

5.2.4-Síntese

Segue-se um curto resumo das conclusões obtidas acerca do comportamento da falha de Carcavai:

- Trata-se muito provavelmente de uma estrutura herdada do soco, com comportamento de falha normal durante as fases distensivas da evolução da bacia mesozóica algarvia, tendo sido reactivada como falha inversa com componente de desligamento esquerdo durante os episódios compressivos subsequentes, que ocorreram a partir do Cretácico superior.
- Possivelmente apresenta uma extensão maior do que aquela observada, prolongando-se para o *offshore* e para os terrenos paleozóicos a N.
- Actualmente corresponde a um desligamento esquerdo com componente de movimentação inversa, apresentando uma actividade neotectónica baixa, com a deformação recente no sector sul a ser principalmente acomodada pelo ramo oriental.
- Tem a capacidade de gerar sismos de magnitude elevada (>6), evidenciada pela estimativa do sismo máximo expectável efectuada a partir do seu traçado cartográfico, e pela geração de estruturas relacionadas com a liquefacção de sedimentos.

De forma a compreender-se melhor o comportamento geral e o real potencial sismogénico da falha de Carcavai, deverão ser realizados estudos no *offshore*, nomeadamente a interpretação de perfis sísmicos de reflexão, e cruzar os dados com os dados existentes no *onshore*.

6-Referências Bibliográficas

Ahlgren, S.G. (2001) – *The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone*. Journal of Structural Geology, 23, pp. 1203-1204.

Ambraseys, N.N. (1988) – *Engineering seismology: Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. Journal of the International Association for Earthquake Engineering, v. 17, pp. 1-105.

Angelucci, D.E. (2003) – *Introdução à micromorfologia dos sedimentos e dos solos arqueológicos*. In Mateus, J, Moreno-García, M., eds – *Paleoecologia Humana e Arqueociências. Um programa multidisciplinar para a Arqueologia sob a tutela da cultura*. Lisboa: IPA (Trabalhos de Arqueologia; 29), pp. 85-103.

Audemard, A. & de Santis, F. (1991) – *Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes*. Bulletin of the Internacional Association of Engineering Geology, no. 44, pp. 5-16.

Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manuppella, G. (2003) – *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, 43 p.

Berardi, R. Margottini, C., Molin, D. & Parisi, A. (1991) – *Soil, liquefaction: case histories in Italy*. Tectonophysics, 193, pp. 141-164.

Boski, T., Moura, D., Santos, A., Delgado, J.A.G. & Flores, J.A. (1995) – *Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico*. Memórias, nº 4, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol., pp. 47-51.

Brum da Silveira, A. (1990) – *Neotectónica e Sismotectónica da Região de Vidigueira-Moura*. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Dep. Geologia, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 204.p.

Cabral, J. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação apresentada para obtenção do grau de doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna, Dep. Geologia, Fac. Ciências da Univ. de Lisboa.

Cachão, M. (1995a) – *Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleocenografia, e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do*

Mediterrâneo Ocidental (ODP653) e a problemática de Cocolithus pelagicus. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 450 p., pol.

Cachão, M. (1995b) – *Novo enquadramento estratigráfico para o Neogénico marinho do Algarve: implicações paleogeográficas e tectónicas.* Resumos alargados, Universidade do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, Memórias, nº 4, pp. 57-61.

Carrilho, F., Senos, L., Fitas, A. & Borges, F. (1997) – *Estudo da Sismicidade do Algarve e Zona Atlântica Adjacente.* 3º Encontro de Sismologia e Engenharia Sísmica, Sociedade Portuguesa de Engenharia Sísmica, Lisboa, pp. 59-67.

Carrilho, F. (2005) – *Estudo da Sismicidade da Zona Sudoeste de Portugal Continental.* Dissertação de Mestrado, Fac. Ciências da Univ. Lisboa. 147 p.

Carvalho, J., Torres, L., Rocha, R., Dias, R.P. & Mendes-Victor, L. (2006) – *A geophysical study of the S. Marcos-Quarteira fault, Portugal.* Journal of Applied Geophysics, 60, pp. 153-164.

Castro, G. (1987) – *On the behavior of soils during earthquakes.* In Cakmak, A.S., ed., Developments in Geotechnical Engineering, v. 42, Soil Dynamics and Liquefaction. Elsevier Publishing Co., pp. 169-204.

Cunha, P. Proença (2000) – *Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação de processos antigos.* Ciências da Terra (UNL), 14, pp. 147-156.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1962) – *Rock-Forming Minerals.* Volume 3, Sheet Silicates. London, Longmans. 270 p.

Dias, J.M.A. & Neal (1992) – *Sea cliff retreat in Southern Portugal: profiles, processes and problems.* Journal of Coastal Research, B(3), pp. 641-654.

Dias, R.P. & Cabral, J. (1995a) – *Actividade Neotectónica no Algarve.* Comunicações do 8º Congresso do Algarve, 7 a 9 de Abril, Vilamoura, pp. 337-345.

Dias, R.P. & Cabral, J. (1995b) – *Actividade Neotectónica na região do Algarve.* IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados, Universidade do Porto-Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 14 a 18 de Dezembro, Porto, Memórias, nº4, pp. 247-251.

Dias, R.P. & Cabral, J. (2000) – *Evidências de Paleosismicidade na região do Algarve.* Resumos, 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 8-12 de Fevereiro, Lagos, S03-17, pp. 143-144.

Dias, R.P. (2001) – *Neotectónica da Região do Algarve.* Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, pol., 369 p.

Dias, R.P. & Cabral, J. (2002a) – *Neotectonic activity of the Algarve region (S of Portugal)*. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Tomo 89, pp. 193-208.

Dias, R.P. & Cabral, J. (2002b) – *Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution – Neotectonics versus subsidence genesis*. Geodinamica Acta, 15, 4, pp. 233-248.

Dreimanis, A. & Rappol, M. (1996) – *Late Wisconsinan sub-glacial clastic intrusive sheets along Lake Erie bluffs, at Bratville, Ontario, Canada*. Sedimentary Geology, 111, pp. 225-248

Duarte, J. (2007) – *Morfoestruturas Quilométricas em Forma de Crescente nas Águas Profundas do Golfo de Cádiz*. Dissertação de Mestrado, Univ. de Évora. 118 p.

Feio, M. (1946) – *Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, XXVII, pp. 1-84.

Feio, M. (1951) – *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, t. XXXII (2ª parte), pp. 303-477.

Feio, M. (1992) – Geomorfologia. In: Oliveira J. T. (coord.), Carta Geológica de Portugal à escala 1:200000, Notícia explicativa da Folha 8, Serv. Geol. Port., Lisboa, 91 p.

Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. & Riva, R.E.M. (2007) – *Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary*. Geophys. J. Int. 169 (1), pp. 315-324.

Galán, E., González, I. (1993) – *Contribucion de la mineralogia de arcillas a la interpretacion de la evolucion paleogeografica del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir*. Estudios Geol., 49, pp. 261-275.

Grevemeyer, I., Kaul, N. & Guschter, M.A. (2004) – *Proceedings of the European Geosciences Union Meeting*. Nice, April 2004, Geophys. Res. Abstr. 6.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. & Spakman, W. (2002) – *Evidence for active subduction beneath Gibraltar*. Geology 30, pp. 1071-1074.

Gutscher, M.A. (2004) – *What Caused the Great Lisbon Earthquake*. Science, 305, pp. 1247-1248.

Jorge, C. (1993) – *Zonamento do Potencial de Liquefação. Tentativa de Aplicação a Portugal*. Dissertação de Mestrado, Universidade Nova de Lisboa, 196 p.

Kishida, H. (1969) – *Characteristics of Liquefied Sands during Mino-Owari, Tohankai, and Fukui Earthquakes*. Soils and Foundations, 9(1), pp. 75-92

Martins, I. & Mendes Vítor, L.A. (2001) – *Contribuição para o Estudo da Sismicidade da Região Oeste da Península Ibérica*. Instituto Geofísico do Infante Dom Luiz, Universidade de Lisboa, Publicação nº 25.

Manuppella, G., Marques, B. & Rocha, R.B. (1988) – *Évolution tectono-sédimentaire du bassin de l'Algarve pendant le Jurassique*. 2nd Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, pp. 1031-1046.

Manuppella, G. (coord.) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, Notícia Explicativa. Serv. Geol. Port., Lisboa, 15 p.

Manuppella, G., Ramalho, M., Telles Antunes, M. & Pais, J. (2007) – Notícia explicativa da folha 53-A (Faro), na escala 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 52 p.

McCalpin, J.P. (1996) – *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 588 p.

McCalpin, J.P. & Nelson, A.R. (1996) – *Introduction to Paleoseismology*. Ch. 1 in *Paleoseismology*, J.P. MacCalpin, ed., San Diego, California, Academic Press. pp. 1-32.

Miura S., Kawamura S. & Yagi, K. (1995) – *Liquefaction Damage of Sandy and Volcanic Grounds in the 1993 Hokkaido Nansel-Oki Earthquake*. Proc. 3rd Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engg. An Soil Dynamics, St. Louis, Missouri, Vol. 1, pp. 193-196

Moura, D., Boski, T. & Dias, R. (1998) – *Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central*. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, t. 84, pp. 117-180.

Moura, D. & Boski, T. (1999) – *Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve*. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, t. 86, pp. 85-106.

National Research Council (1985) – *Liquefaction of soils during earthquakes*. Washington, D.C., National Academy Press, 240 p.

Nocquet, J.-M. & Calais, E. (2004) – *Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe*. Pure Appl. Geophys. 161, pp. 661-681.

Obermeier, S.F. (1994) – *Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis*. Ch. A in Obermeier, S. F. and Jibson, R. W. (eds.) *Using groundfailure features for paleoseismic analysis*, Geological Survey Open-File Report, pp. 94-633: A1-A98.

Obermeier, S.F. (1996) – *Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis*. Ch. 7 in *Paleoseismology*, J. P. MacCalpin, ed., San Diego, California, Academic Press. pp. 331-396.

Ojeda, J., Fernández-Palacios, A., Bettencourt, P., Coelho, V., Moreira, J. M., Brum-Ferreira, A., Baena, R., Guerrero, I., Vanney, J., Menanteau, L., Navascués, R., Ojeda, S., Martins, Z. & Manuppella, G. (2001) – Carta Fisiográfica do Litoral Atlântico Algarve-Andaluzia, na escala 1/50 000, Memória. Junta de Andalucia e Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território de Portugal. 96 p.

Pais, J. (1982) – *O Miocénico do Litoral Sul Português. Ensaio de Síntese*. Estudo complementar para obtenção do Grau de Doutor (UNL), Lisboa, 47 p.

Palain, C. (1976) – *Une série détritique terrigène, les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal*. Mem. Serv. Geol. Portugal, N. S., Lisboa, 25, 377 p.

Palain, C. (1979) – *Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais*. Ciências da Terra, Univ. Nova Lisboa, 5, pp. 11-28.

Pereira de Sousa, F.L (1919) – *O terremoto de 1 de Novembro de 1755 em Portugal, um estudo demográfico*. Vol 1, Serviços Geológicos de Portugal.

Pinheiro, L., Ivanov, M., Akhmanov, G., Magalhães, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N., Cunha, M. & the TTR10 Cruise party (2003) – *A new mud volcano field discovered off S. Iberia and the Gulf of Cadiz*. Marine Geology, 195, pp. 131-151.

Prakash S. & Puri V.K., (2003) – *Liquefaction of silts and silt-clay mixtures*. US-Taiwan Workshop on Soil Liquefaction, November 3-5, 2003, National Chiao Tung University, Hsin-Chu, Taiwan.

Ramalho, M.M. (1988) – *400 milhões de anos de história do Algarve*. Anais do Município de Faro, Faro, XVII, 45 p.

Rey, J. (1983) – *Le Crétacé de l’Algarve: essai de synthèse*. Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 69 (1), pp. 87-101.

Ribeiro, A. (2002) – *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin.

Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, P.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Almeida, F., Moitinho de Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) – *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Port., Lisboa, 114 p.

Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. & Matias, L. (1996) – *Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia*. Tectonics, 15 (2), pp. 641-659.

Richter, D.D., Oh, N.H., Fimmen, R. & Jackson, J. (2007) – *The Rhizosphere and Soil Formation*. In: Cardon, Z.G. & Whitbeck, J.L. (eds.) – *The Rhizosphere: An Ecological Perspective*. Academic Press, pp. 179-200.

Rijsdijk, K.F., Owen, G., Warren, W.P., McCarrol, D. & Meer, J. (1999) – *Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland*. Sedimentary Geology, 129, pp. 111-126.

Rocha, R.B. (1976) – *Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental*. Ciências da Terra, Univ. Nova Lisboa, 2, 178 p.

Rosas, F.M., Duarte, J.C., Terrinha, P., Valadares, V. & Matias, L. (2008) – *Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): Insights from analogue modeling experiments*. Mar. Geol., 15 p.

Seed, H.B. (1979) – *Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes*. Journal of Geotechnical Engineering. American Society of Civil Engineers Proceedings, v. 105, no. GT2, pp. 201-205.

Seed, H.B., Idriss, I. M. & Arango, I. (1983) – *Evaluation of liquefaction potencial using field performance data*. Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Geotechnical Engineering Division, v. 109, no. 3, pp. 458-482.

Sims, J.D. (1973) – *Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California*. Science, v. 182, pp. 161-163.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.-L. & Morales, J. (2006) – *Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations*. Tectonophysics 426, pp. 295-317.

Terrinha, P.A.G. (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, Imperial College, London, 430 p.

Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J.C., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F.M., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Mendes-Victor, L. & MATESPRO team (2008) – *Morphotectonics and Strain Partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data*.

Teves-Costa, P., Rio, I., Marreiros, C., Ribeiro, R. & Borges, J.F. (1999) – *Source Parameters of old earthquakes: Semi-automatic digitalization of analog records and seismic moment assessment*. Natural Hazards, 19, pp. 205-220.

Tohno, I. & Yasuda, S. (1981) – *Liquefaction of the ground during the 1978 Miyagiken-Oki earthquake*. Soils and Foundations, 21(3), pp. 12-34.

Valera, J.E., Traubenik, M.L., Egan, J.A. & Kaneshiro, J.Y. (1994) – *A practical prespective on liquefaction of gravels*. In Prakash, S. and Dakoulas, P. (eds). *Ground Failures Under Seismic Conditions*, Am. Soc. Civil Engineers Geotech. Special Publication 44, pp. 241-257.

Viana, A. & Zbyszewski, G. (1949) – *Contribuição para o estudo do Quaternário do Algarve*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, XXIX, pp. 197-251.

Wang, W. (1979) – *Some Findings in Soil Liquefaction*. Report Water Conservancy and Hydro-electric Power Scientific Research Institute, Beijing, China, pp. 1-17.

Wang, W. (1981) – *Foundation Problems in Aseismic Design of Hydraulic Structures*. In Proceedings of the Joint US – PRC Microzonation Workshop, 11-16 September, Harbin, PRC.

Wang, W. (1984) – *Earthquake Damages to Earth Dams and Levees in Relation to Soil Liquefaction*. Proc., Int. Conf on Case Histories in Geotechnical Eng., University of Missouri – Rolla, MO., pp. 512-522.

Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. (1994) – *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1–24.

Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., & BIGSETS Team (2004) – *Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin*. Pure and Apl. Geophis., 161, pp. 567-587.